

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Guillaume BACQUES

Thèse dirigée par **Fabrice COTTON**

et codirigée par **Erwan PATHIER, Daniel RAUCOULES, Marcello de MICHELE, Cécile LASSERRE**

préparée au sein du laboratoire **ISTerre et du BRGM-Orléans**
et de l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Étude de variations spatio-temporelles de glissements asismiques le long de failles majeures par Interférométrie RADAR Différentielle satellitaire:

- Cas du séisme lent de 2009-2010 de Guerrero (Mexique)
 - Cas de la déformation postsismique suite au séisme de Parkfield (2004, M_w 6, Californie)
-

Thèse soutenue publiquement le **19 novembre 2013**,
devant le jury composé de :

Dr. Mioara MANDEA: Physicienne (HDR), CNES, Examinatrice, Présidente du Jury

Dr. Dominique RÉMY: Ingénieur de Recherche, IRD, Examineur

Pr. Pierre BRIOLE: Directeur de recherche (HDR), ENS-Paris, Rapporteur

Pr. Rodolphe CATTIN: Professeur, université Montpellier, Géoscience, Rapporteur

Pr. Fabrice COTTON: Professeur, université Joseph Fourier, ISTerre, Directeur de thèse

Dr. Erwan PATHIER: Maître de Conférence, université Joseph Fourier, IS-Terre, Co-Directeur de thèse

Dr. Daniel RAUCOULES: Ingénieur-chercheur (HDR), BRGM-Orléans, Co-Directeur de thèse

Dr. Marcello de MICHELE: Ingénieur-chercheur, BRGM-Orléans, Co-Directeur de thèse

Dr. Cécile LASSERRE: Chargée de Recherche (CR1), CNRS, ISTerre, Invitée

Dr. Hidéo AOCHI: Ingénieur-chercheur (HDR), BRGM-Orléans, Invité



Résumé

En première partie de ce travail de thèse, nous avons caractérisé l'extension spatiale de la déformation en surface associée au séisme lent de 2009-2010 survenu au niveau de la lacune sismique de Guerrero (Mexique). La lacune sismique de Guerrero est un segment de 100 km de long situé sur la côte pacifique du Mexique à l'ouest d'Acapulco où la plaque Cocos entre en subduction sous la plaque Nord-Américaine. L'observation de 4 séismes lents (1998, 2001, 2006, 2009-2010) au niveau de cette lacune, depuis l'installation de stations GPS permanentes en 1997, pose la question du déficit de glissement accumulé par cette portion de subduction qui n'a pas rompu depuis 1911. L'impact des séismes lents sur l'aléa sismique local peut être estimé par l'observation de la distribution spatio-temporelle des déformations en surface associées. Néanmoins le réseau de stations GPS permanentes en place ne mesure que ponctuellement la distribution spatiale de ces déformations et l'extension latérale (parallèlement à la côte) de ces phénomènes reste difficile à contraindre. Ainsi, à travers cette étude nous avons complété, dans le cas du séisme lent de 2009-2010, les informations fournies par les stations GPS en apportant une mesure spatialement continue de la déformation du sol sur une zone couvrant la lacune sismique et ses périphéries via l'interférométrie RADAR satellitaire (Envisat). À l'issue de ce travail, nous parvenons à contraindre l'extension spatiale de la déformation et montrons qu'elle dépasse largement les limites de la lacune sismique et présente une grande variabilité latérale qui échappait aux mesures GPS. Nous pouvons ainsi discuter la distribution du glissement lent de 2009-2010 sur le plan de subduction notamment son intrusion dans la partie sismogène de la lacune. Nous montrons ensuite que l'on peut observer un certain nombre de différences entre les deux événements documentés par InSAR (2006 et 2009-2010), témoignant ainsi du caractère évolutif de ces phénomènes.

En seconde partie de ce travail de thèse, nous portons notre attention sur le comportement du segment de Parkfield (faille de San Andreas, Californie) suite au séisme de Mw 6 survenu le 28 septembre 2004, dernier événement enregistré de la série de ruptures de ce segment (1857, 1881, 1901, 1922, 1934, 1966, 2004). L'objectif de ce travail est d'apporter des observations sur la réponse de trois segments frontalières aux comportements différents suite au séisme de 2004 sur la période 2005-2010 qui permettraient de mieux comprendre ce qui contrôle la périodicité et la magnitude des ruptures successives du segment de Parkfield. Pour cela nous exploitons la possibilité qu'offre l'interférométrie RADAR différentielle à produire des cartes de déplacements à haute résolution pour caractériser l'extension spatiale des glissements et des déformations en surface le long de la faille de San Andreas mais aussi son évolution temporelle. Nous mettons en œuvre un jeu de données InSAR couvrant la période 2005-2010 comprenant à la fois des données du satellite ERS et du satellite Envisat. Nous mettons en avant que suite au séisme du 28 septembre 2004, un glissement asismique s'est prolongé au moins jusqu'en 2009-2010 soit plus de 3 ans après la fin supposée du régime post-sismique tel qu'il est documenté actuellement et qu'il a affecté de façon significative le taux de glissement du segment en glissement asismique plus au nord-ouest. De même, la couverture spatiale de la déformation permet de compléter les caractéristiques comportementales du segment de Cholame considéré comme bloqué depuis la dernière rupture de 1857. Nous observons que ce segment présente une profondeur de blocage bien plus superficielle que ce qui était précédemment documenté et admis. Cette étude permet de montrer, sur l'exemple

du séisme de 2004, que le cycle sismique de Parkfield semble être en partie contrôlé par la présence de déformations transitoires, notamment concernant la variabilité du temps de récurrence mais aussi la magnitude de ces ruptures successives.

Abstract

Firstly, we characterized the spatial extension of the surface deformation associated with the 2009-2010 slow slip event arisen at the location of the Guerrero seismic gap (Mexico). The Guerrero seismic gap is a 100 km long segment located along the Pacific coast of Mexico on the West of Acapulco city where the Cocos plate subducts under the North American plate. At this location 4 slow slip events (SSEs) were recorded since the installation of permanent GPS network in 1997 (1998, 2001, 2006, 2009-2010). These SSEs question about the assessed slip deficit accumulated by this segment which did not break since 1911. The impact of these SSEs on the local seismic hazard can be constrained by the observation of the spatio-temporal distribution of the associated surface deformations. Nevertheless, because of the sparse distribution of the permanent GPS stations in position, the along coast extension of these phenomena remains unclear. In this study we completed, in the case of the 2009-2010 slow slip event, the information supplied by the GPS stations by mapping the ground displacement, on a surface covering the gap and its outskirts, through the use of space-based RADAR interferometry (Envisat). As an outcome of this work, we succeed in constraining the spatial extension of the surface deformation associated with the 2009-2010 SSE and show that it widely exceeds the seismic gap spatial limits and presents a large lateral variability. These observations allow us to discuss the slip distribution on the subduction fault plane including its intrusion through the seismogenic part of the gap. Additionally, we noticed a number of differences between both events documented by InSAR (2006 and 2009-2010) that indicate an evolution between those two last events.

Secondly, we focused our attention on the Parkfield segment behavior (San Andreas fault, California) following the Mw6 Parkfield earthquake arisen on September 28th, 2004, last recorded event from the Parkfield earthquakes series (1857, 1881, 1901, 1922, 1934, 1966, 2004). We aimed to provide new insights about the post-seismic behavior of three border segments (creeping segment, Parkfield segment, Cholame segment) from 2005 to 2010 that would allow a better understanding of the control processes of periodicity and magnitude of the Parkfield successive Mw6 earthquakes. We used the ability of InSAR techniques to provide deformation map with a high spatial resolution to characterize the spatio-temporal distribution of the slip velocity along these 3 segments from 2005 to 2010 by combining both ERS2 and Envisat acquisitions. From this study it emerges that Parkfield segment behave post-seismically at least until 2009-2010, that is, 3 years longer than what was previously documented by geodesic methods and significantly affect the creeping section slipping rate. Also the spatial coverage of our data set allowed us to provide complementary informations about the characteristics of the Cholame segment last ruptured in 1857 (fort Tejon earthquake, Mw8). Our analysis suggest that following the 2004 Parkfield earthquake, the locking depth of Cholame segment seems to be shallower than what was documented and admitted from previous published works. This study allow us to make the hypothesis, that the Parkfield segment seismic cycle seems to be partially controlled by the occurrence of transient deformations that might be at the origin of the time recurrence variability and the limited magnitude of these successive earthquakes.

Remerciements

Je crois me souvenir que c'est au cours de mes études de Physiques à l'université Paris 7 qu'a émergé cette idée folle de faire une thèse. Il faut bien avouer qu'au départ je ne savais pas trop comment m'y prendre ni où chercher pour que ce projet se réalise et c'est bien grâce aux rencontres que j'ai eu la chance de faire qu'il m'a été possible de me lancer dans cette aventure ! Et surtout de la faire aboutir. En bref, je dois un si gros paquet de remerciements qu'il m'est impossible de pouvoir m'en acquitter totalement sans faire disparaître un séquoia géant en ramettes de papier format A4. Ainsi, à toi, celui ou celle, qui ne voit pas son nom dans cette liste odieusement incomplète, ne m'en tiens pas rigueur, appel moi et on se prend un verre ;)

En premier lieu, je voudrais remercier les membres de mon jury de thèse qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail. Merci à Pierre Briole, Rodolphe Cattin pour avoir lu le manuscrit en tant que rapporteurs ainsi que Mioara Madea et Dominique Rémy pour avoir accepté de l'examiner. Je vous remercie pour vos remarques et commentaires qui ont été à la fois constructives et valorisantes. De même, je souhaiterais remercier l'équipe qui m'a encadré et conseillé tout au long de ce périple, merci à Fabrice Cotton, Erwan Pathier, Cécile Lasserre, Daniel Raucoules, Marcello de Michele et Hidéo Aochi. Merci de m'avoir permis de commencer cette aventure ; votre expertise, votre vision de la science, vos encouragements m'ont permis d'aller au delà de ce que je pensais être mes limites.

Je remercie aussi vivement le Centre National d'Etudes Spatiales et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) pour avoir financé ce projet. De même je remercie l'Agence Spatiale Européenne pour avoir mis à disposition les données satellitaires à la base de cette étude et l'Agence Nationale de la Recherche, à travers le projet G-Gap, pour le financement de l'installation et de l'entretien des stations GPS au Mexique.

Je souhaiterais aussi remercier toute l'équipe de l'école Doctorale Terre-Univers-Environnement qui fait un travail remarquable pour créer des conditions plus que favorables au bon déroulement des projets de thèses. Merci à Jean Braun, Guy Delrieux et Christine Bigôt pour le soutien et les conseils que vous apportez aux doctorants.

Cette aventure a été l'occasion pour moi de rencontrer un grand nombre de personnes avec qui j'ai pu passer de très bons moments tant professionnels que personnels. Merci à toute l'équipe Cycle et Déformations Transitoires d'ISTerre, ainsi que toute l'équipe du DRP/RAI du BRGM d'Orléans notamment Claudie Carnec, Adnan Bitri, Gildas Noury, Virginie Bastone, pour m'avoir si bien accueilli. Vous m'avez fait bénéficier d'un cadre de travail idéal pour la réussite de ce projet.

De même, je souhaiterais remercier Michel Bouchon, Jean Pierre Gratier, Michel Campillo, Marie Pierre Doin pour l'intérêt que vous avez porté à ce travail ainsi que vos conseils avisés qui m'ont permis d'avancer. Merci à Nathalie Cotte de m'avoir donné l'opportunité de vivre l'expérience du terrain au Mexique, le sauvetage d'œufs de tortues à la frontale, sur une plage de la côte Pacifique, restera l'un de mes souvenirs les plus marquants.

De même, je souhaiterais remercier Frédéric Rolandonne, Sylvain Barbot, Andy Hooper, Sigùrsson Jonsson, Vladimir Kostlogodov et tant d'autres, pour l'intérêt que vous avez porté au projet et les discussions scientifiques enrichissantes qui ont permis de faire gagner en pertinence et en maturité les interprétations scientifiques présentées dans ce travail de thèse.

Un salut amical à toute l'équipe de thésards de Grenoble pour les sessions bobines/Hasard/Pizzas-randos/Skis. Merci Guénolé et sa CB500, Gabrielle, Zouki, Jean, Pierre et Pierre (la team JPP), Diane, Aurélien, Anne, Zarah, Virginie, Fanny, Ainhoa, Romain T. et Marine, Romain J., Dimitri, Mathilde R., Cathy, Matthieu P., Aurore, Amir, Matthieu R., Sophie, Lauris, Jing, Elodie. J'espère avoir l'occasion de vous revoir très bientôt. J'ajouterais une pensée spéciale pour Julien Turpin qui nous a quitté il y a à peine un an déjà.

De la même façon, mon séjour sur Orléans m'a été très grandement facilité par l'accueil chaleureux de Daniel, Marcello et Carole, Florent, Déborah, Eline, Pierre Pierre, Jérémy, Adnan, Thomas, Marie, Aurore, Julien, John, Benjamin, Virginie, Mélanie... Les sessions ateliers/bec-à-vins du vendredi soir, plus les sessions concerts de Marcello resteront de très agréables souvenirs.

Je dédicace ce travail à mes potes de fac qui m'ont vu évoluer depuis la première session de « vrattapages » sous le serment du pacte de fer-métal-or, SGN, Popo, Elsa et Selim, Juliette, Sarah, Bamboul, Jajaz, Toast, Neurone, Pollux, Clémend, Maude, ... ainsi qu'à mes amis d'enfance Marco, Laure, Nico, Séb. J'espère que nous aurons encore de nombreuses occasions de nous réunir. J'en profite pour saluer au passage Sébastien Charnoz et Franck Garestier qui ont grandement contribué à ma décision de faire une thèse en partageant avec moi leur goût et leur vision de la recherche.

Je souhaiterais enfin dédicacer ce travail à ma famille, mes parents Ghislaine et Etienne, Véronique et Bernard, mes frères Thomas et Matthieu, Sophie, la petite Malouna qui nous a rejoint. Merci pour votre soutien, indéfectible, tout au long de ce parcours de thèse. Sans votre présence tout cela aurait été impossible.

Table des matières

I	Introduction	1
II	Déformations transitoires	7
II.1	Le cycle sismique et déformations transitoires	7
II.1.1	Le cycle sismique : les modèles	7
II.1.2	Déformations transitoires.	9
	Glissements asismiques	9
	Déformations postsismiques	10
	Séismes lents	11
II.1.3	En résumé	12
II.2	Conditions frictionnelles à l'interface d'une faille	13
II.2.1	Loi frictionnelle	13
	Coefficient de friction	13
	Modélisation	14
II.2.2	Variations de (a-b) : Origines géologiques et mécaniques . . .	16
	Transitions régimes stable-instable	17
	Pression de pore	19
	Variations temporelles	19
II.3	Séismes lents en zone de subduction	20
II.3.1	Aperçu général	20
II.3.2	Caractéristiques	20
	Localisation du glissement	20
	Temps de récurrence	22
	Magnitude et Loi d'échelle	23
	Séismes lents et tremors non-volcaniques	25
	Mécanismes	26
II.4	Résumé déformations transitoires	27
III	RADAR à synthèse d'ouverture et interférométrie RADAR diffé-	29
	rentielle	
III.1	Introduction	30
III.1.1	Aperçu	30
III.1.2	Du RADAR à l'imagerie RADAR	32
	Principes de fonctionnement	32
	Compression en distance	32
	Focalisation azimutale	34

III.1.3	Recalage ou correction géométrique des images RADAR . . .	37
III.2	L'interferométrie SAR différentielle	40
III.2.1	Ecriture mathématique	40
	Interprétation géométrique	40
III.2.2	Baseline perpendiculaire B_{\perp}	42
	Correction des franges de la "terre plate" $\Delta\Phi_{\text{terre plate}}$ et topo- graphique $\Delta\Phi_{\text{topo}}$	42
	Résidus de la correction "terre-plate" et topographique : $\Delta\Phi_{\text{corb}}$	44
III.2.3	Estimation de la qualité de la mesure : la cohérence	45
	Définition	45
	Filtrage Spectral	46
	Multi-looking, filtrage spatial	47
III.2.4	Choix des paires interférométriques, méthode des "Small-Baselines"	49
III.3	Des interférogrammes aux cartes de déplacements	51
III.3.1	Déroulement de phase	51
III.3.2	Moyenne pondérée, vitesse moyenne de déformation	53
III.3.3	Analyse en série temporelle	53
III.3.4	Géoréférencement et ligne de visée	55
III.4	Biais Atmosphériques	56
III.4.1	Position du problème	57
	Origine physique	57
III.4.2	Méthodes de corrections	59
	Corrections Empiriques	59
	Corrections à l'aide de modèles atmosphériques	61
	Moyenne temporelle et lissage des séries temporelles.	62
III.4.3	Conclusion, correction atmosphérique	63
III.5	Logiciels de traitement des données SAR	63
III.5.1	RoiPAC	64
III.5.2	NSBAS	64
III.5.3	GAMMA	66
IV	Séismes lents de Guerrero, Mexique	69
IV.1	Introduction	70
IV.1.1	Contexte tectonique	70
IV.1.2	Séismes lents	72
IV.1.3	Différents scénarios pour l'aléa sismique	74
	Scénario 1	74
	Scénario 2	74
	Un scénario plus complexe.	74
IV.1.4	Retour sur les précédents évènements	76
	Séries temporelles GPS et inversions	76
	Le séisme lent de 2009-2010	78
	Couplage au long terme	79
	Interférométrie radar	80
	Questions en suspens	82
IV.1.5	Ce Travail	85
IV.2	Données Insar	85
IV.2.1	Données	85
	Programme d'acquisition	85

	Etat du jeu de données	87
	Couverture du SSE de 2009-2010	87
IV.2.2	Méthodologie, traitements	88
	Synthèse d'ouverture, et paires interférométriques	88
	Exploitation des résultats	90
IV.2.3	Modélisation	91
	Glissement lent	93
	Modélisation de l'intersismique	95
IV.3	Résultats	95
IV.3.1	Moyennes pondérées	95
	Fauchée 255	95
	Fauchée 26	97
	Fauchée 298	100
	Fauchée 69	100
	Fauchée 341	102
IV.3.2	Analyse en séries temporelles	104
	Fauchée D255	104
IV.4	Discussion	111
IV.4.1	Comparaison au modèle de glissement	111
IV.4.2	Comparaison entre 2006 et 2009-2010	116
	Déformation de 2006 contre le stack d'interférogrammes 2010, fauchée 255	117
	Déformation de 2006 contre la série temporelle, fauchée 255	118
	Conclusion de ces comparaisons	120
IV.4.3	Couverture du séisme lent de 2009-2010	120
IV.5	Conclusions	123
IV.5.1	Rappels du projet	123
IV.5.2	Rappels des résultats	123
IV.5.3	Perspectives	125
V	Parkfield, Faille de San Andreas	127
V.1	Introduction	128
V.1.1	Présentation du contexte tectonique	128
	La faille de San Andreas et le segment de Parkfield	128
	Tremblement de terre caractéristiques	128
	Le séisme du 28 septembre 2004, Mw 6	131
V.1.2	Les glissements transitoires de Parkfield	132
	Période intersismique	133
	Période postsismique	137
V.2	Cadre de ce travail	138
V.2.1	Problématiques	138
V.2.2	Nos objectifs	139
V.3	Méthodologie	140
V.3.1	Données InSAR	140
	Présentation	140
	Chaîne de traitement, méthode	141
	Série temporelle et Stack	143
	Choix des paires interférométriques	143
V.3.2	Données auxiliaires	144

	GPS et creep-meters	144
	Sismicité	147
V.4	Résultats	147
V.4.1	Évolution spatio-temporelle du glissement postsismique	147
	Période 2005-2010	148
	Période 2005	148
	Période 2006-2007	154
	Période 2008	157
	Période 2009-2010	158
	Évolution temporelle de la vitesse de glissement	158
	Aperçu général des résultats sur l'évolution spatio-temporelle .	162
V.4.2	Segmentation Parkfield-Cholame	166
	Rappels : Vitesse de glissement, profondeur de blocage, ma- gnitude M_0	166
	Méthodologie	168
	Observations	171
	Discussion partielle.	173
V.5	Conclusions Parkfield	175
V.5.1	Rappels du projet	175
V.5.2	Rappels résultats	175
	Glissement postsismique	175
	Cholame	176
V.5.3	Conclusions et perspectives	177
VI	Conclusions	179

Introduction

Cycle sismique et déformations transitoires

Depuis la fin du 19^{ème} siècle, l'amélioration des concepts entourant les séismes tels que la tectonique des plaques, le modèle du rebond élastique [Reid (1910)] mais aussi l'amélioration de l'instrumentation et la densification des réseaux de mesures ont permis de donner un cadre de compréhension global à ces phénomènes et d'enrichir la notion du *cycle sismique*. Cette notion repose sur l'idée que les séismes ne sont pas purement aléatoires (spatio-temporellement) et permet d'envisager qu'il doit être possible d'accéder aux paramètres physiques qui les régissent en vue de leur anticipation. Ce concept se construit initialement sur l'observation de la distribution spatiale des séismes ainsi que l'observation de leur temps de récurrence [Gilbert (1884)].

La distribution spatiale des séismes à l'échelle mondiale n'est pas aléatoire : la majeure partie de ces événements se localisent aux frontières des plaques tectoniques au niveau de failles préexistantes. Aux frontières de ces plaques les frictions sont telles que le mouvement tectonique n'est pas libre et se produit alors une accumulation des contraintes, déformant les roches et la surface du sol de manière essentiellement élastique. L'énergie ainsi accumulée se libère par à-coups : les séismes. Sur une région d'intérêt, susceptible d'être le siège de séismes, une première approche consiste à prendre en compte les mouvements relatifs des plaques les unes par rapport aux autres et en comptabilisant l'ensemble des événements sismiques (ainsi que leur temps moyen de récurrence), il est possible d'isoler des portions de frontière ou segments de faille, qui n'ont pas accommodé le déplacement tectonique ; il est possible de définir des lacunes sismiques, à savoir, une région où la probabilité d'occurrence paraît plus importante (menant à une estimation de l'*aléa sismique*¹ local [Nishenko (1991)]). C'est un premier pas vers la localisation des séismes majeurs en gestation.

Le modèle de Reid évoqué précédemment, résume le comportement d'une faille active en deux étapes : la *période intersismique* où le chargement élastique de la faille s'effectue et l'instant *cosismique* où sont libérées les tensions accumulées. La phase intersismique peut durer plusieurs dizaines ou plusieurs centaines d'années et la phase cosismique, qui accommode l'ensemble du déficit de glissement accusé par la faille lors de l'intersismique, ne dure que quelques secondes. Aujourd'hui nous sa-

1. L'aléa sismique est la probabilité qu'un séisme qui génère une accélération maximum donnée se produise dans un délai de temporel fixé sur une région étudiée. C'est avec l'aléa sismique et les informations concernant la densité de population, la qualité des équipements, des habitations, les spécificités géologiques locales que l'on peut définir le *risque sismique*.

vons que ce modèle de cycle sismique en deux étapes est trop simple pour permettre de décrire le comportement des failles observé notamment grâce aux méthodes géodésiques modernes. En effet, les failles actives peuvent afficher une grande variété de comportements intermédiaires, variables dans le temps, qui complexifient le modèle initialement proposé par Reid *et al.* (1910) : *les déformations transitoires*. De très nombreuses études témoignent que les failles actives peuvent glisser asismiquement, avec une vitesse de glissement pouvant varier au cours du temps, comme en Californie au niveau de la portion centrale de la faille de San Andreas [Steinbrugge *et al.* (1960)], au niveau de la faille de Haiyuan en Chine [Jolivet *et al.* (2011)], la faille nord Anatolienne en Turquie [Çakir *et al.* (2005)]. De même, des déformations postsismiques sont souvent observées, comme par exemple, la faille de Landers suite au séisme de 1992 (Californie) [Peltzer *et al.* (1998)], à Parkfield [Freed *et al.* (2007), Barbot *et al.* (2008), Bruhat *et al.* (2011)] ou encore après des séismes de subductions, comme par exemple, au Japon [Heki *et al.* (1997), Osawa *et al.* (2012), Johnson *et al.* (2012)], à Taiwan [Hsu *et al.* (2007)], au Pérou [Perfettini *et al.* (2010)], en Algérie [Cetin *et al.* (2012)]. Enfin, la période intersismique peut être marquée épisodiquement par des séismes lents comme dans la région des Cascades au Canada [Dragert *et al.* (2003)], en Alaska [Ohta *et al.* (2006), Wei *et al.* (2012)], au Japon [Ozawa *et al.* (2001)], ou encore au Mexique [Lowry *et al.* (2001), Kostoglodov *et al.* (2003)] (un aperçu général sur les séismes lents peut-être trouvé dans Schwartz *et al.* (2007) ou Beroza *et al.* (2011)).

Ainsi, les déformations transitoires que peuvent manifester les failles actives complexifient les étapes du cycle sismique, ils participent au renouvellement de la surface de contact, à son endommagement et/ou participent au transfert des contraintes vers les portions de failles bloquées. Elles peuvent être révélatrices de variations latérales ou en profondeur des propriétés frictionnelles du plan de faille. De même, à l'aide de modèles numériques, il est possible de relier ces déformations mesurées en surface à la dynamique du plan de faille plus en profondeur [Savage *et al.* (1973, 1983), Okada *et al.* (1985, 1992), Segall (2010)], et mettre en avant des mécanismes de déformation tels que l'afterslip, la relaxation viscoélastique ou encore des phénomènes poroélastiques. Ainsi, la détection et le suivi sur le long terme de ces déformations transitoires sont donc des opportunités pour mieux définir l'évolution spatio-temporelle des propriétés physiques d'une faille qui manifeste ces types de comportements et donc de mieux cerner les mécanismes de chargement et de relaxation conditionnant les futurs séismes majeurs notamment au niveau des lacunes sismiques ou suite à un séisme.

Cependant, bien que les observations de ce type de phénomène se multiplient, on a encore du mal aujourd'hui à les intégrer dans un schéma global d'un cycle sismique. Plus particulièrement, concernant la façon dont sont segmentées les failles par ces glissements transitoires : comment se forment les nouvelles zones de faille susceptibles de rompre à travers de puissants séismes ? Ces déformations contrôlent-elles l'installation de barrières limitant ainsi l'extension spatiale des ruptures rapides ? L'intégration de ces déformations est d'autant plus importante compte tenu des questions actuelles concernant l'existence ou non de séismes caractéristiques et de l'existence de super-cycles, notamment concernant les zones de subduction [Sieh *et al.* (2008)]. Il faut pour cela pouvoir détailler finement ces déformations transitoires à travers plusieurs ruptures sismiques, sur une même faille, ce qui dans bien des cas n'est pas réalisable (compte tenu du délai entre deux séismes pouvant durer plusieurs siècles). Une solution pour palier ce problème de temps d'observation est la multiplication et la diversification des cas d'études. L'étude du séisme lent de

Guerrero (événement de 2009-2010) et l'étude de la déformation postsismique sur le segment de Parkfield suite au séisme du 28 septembre 2004, s'inscrivent dans cette démarche.

Le rôle de la géodésie spatiale

Pour contraindre le rôle de ces déformations transitoires dans le déroulement du cycle sismique il est nécessaire de pouvoir connaître les zones de failles affectées par ce type de comportement ainsi que leur évolution dans le temps. Or ces comportements, restent encore aujourd'hui difficiles à caractériser. En effet, si l'on peut localiser l'épicentre d'un séisme grâce à la sismologie et quantifier les déplacements en surface qu'ils génèrent (plusieurs centimètres à plusieurs mètres en quelques secondes), la plupart des déformations transitoires sont sismiquement "muettes" et de très faibles amplitudes² (les vitesses de déplacement sont de l'ordre de quelques cm.an^{-1}). Ces caractéristiques les rendent donc difficiles à détecter directement ou à localiser spatialement et nécessitent l'utilisation d'outils spécifiques pour assurer leur suivi.

La géophysique dédiée à la tectonique, ou plus précisément à l'étude du cycle sismique, comprend une grande variété de techniques de mesures permettant de progresser dans notre compréhension de ces phénomènes. Parmi ces outils d'investigation, la géodésie spatiale, introduite à la fin de années 1980, a déjà permis de suivre et de documenter une grande variété de phénomènes tels que le mouvement des plaques tectoniques, le suivi des glaciers, les phénomènes de subsidences et enfin, les déformations du sol liées au chargement ou au déchargement de failles actives [Segall *et al.* (1997)]. Ces méthodes apparaissent aujourd'hui comme incontournables et leur utilisation se généralise de plus en plus dans le cadre des géosciences. En effet, aux échelles spatio-temporelles considérées, la croûte continentale (entre 0 et 30-70 km de profondeur) peut être assimilée à un milieu élastique se déformant sous l'application de contraintes. Ainsi, accéder au champ de déformation en surface généré par l'activité tectonique aide à comprendre les mécanismes qui en sont à l'origine notamment grâce à des modèles qui permettent de faire le lien. Qui plus est, les phénomènes tectoniques affectent une grande variété d'échelles spatio-temporelles rendant difficile leur étude si l'on ne dispose pas d'outils permettant de couvrir cette dynamique. Les techniques géodésiques spatiales sont les seules techniques qui puissent permettre ce type d'études car, en fonction de la méthode choisie, elles permettent de suivre de façon continue l'évolution des déformations du sol (GPS permanent) ou même de cartographier la distribution spatiale de cette déformation (Interférométrie radar par exemple) et ce avec un niveau de précision élevé (de quelques millimètres par an). Cette précision est appréciable car elle permet de décrire des variations subtiles de la dynamique de ces systèmes et donc des mécanismes sous-jacents. Par exemple, les déformations transitoires liées aux séismes lents ou aux glissements asismiques sont plus facilement détectables avec ce type d'instrument.

Néanmoins, malgré le potentiel qu'offre ces techniques pour le suivi des déformations transitoires, l'exercice reste dans bien des cas difficile. En effet, quelque soit la technique utilisée, la mesure de ce type de déformations nécessite souvent un temps d'enregistrement suffisamment long et dense pour mettre en avant les faibles déplacements que l'on recherche. Cette disponibilité d'archives de mesures, de préférence

2. en comparaison avec d'autres phénomènes de déformation de la surface tels que les subsidences, les déformations saisonnières.

homogène, n'est pas systématique sur l'ensemble des sites d'intérêts et peut être source de limitations quant aux interprétations que l'on en tire.

Deux cas d'études : Parkfield (Californie), Guerrero (Mexique)

Au cours de ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à deux cas de figures d'intérêts majeurs dans le cadre de l'étude de l'impact des déformations transitoires sur le cycle sismique. Dans les deux cas, nous avons utilisé l'interférométrie radar, en complément d'autres techniques, comme moyen de mesurer les déplacements en surface associables à des comportements transitoires.

Le séisme lent de 2009-2010, Guerrero (Mexique)

En premier lieu, nous nous sommes focalisés sur la *lacune sismique de Guerrero* (à la frontière de subduction entre la plaque Cocos et la plaque Nord Américaine, au Mexique, voir figure I.1) qui est le siège de séismes lents qui remettent en cause l'estimation du déficit de glissement accusé par cette lacune sismique depuis la dernière rupture recensée en 1911 [Lowry *et al.* (2001)]. En effet, depuis 1997 (date de l'installation de la première station GPS permanente) à aujourd'hui (2013), quatre séismes lents de grande extension spatiale (la déformation en surface affectée par ces phénomènes couvre une surface de près de $200 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ avec un déplacement équivalent à un séisme de magnitude $M_w 7$) ont été détectés au niveau de la lacune sismique qui était pensée initialement comme étant la localisation future d'un séisme majeur ($M_w > 8$). Plus précisément, nous avons, dans le cadre du projet de recherche ANR G-GAP, anticipé la réalisation d'un séisme lent courant 2010 en planifiant une série d'acquisitions RADAR en vue de documenter, par interférométrie RADAR différentielle, l'extension spatiale et l'évolution temporelle de ce phénomène en complément du réseau de stations permanentes GPS. L'objectif de ce travail a été de contraindre le scénario de glissement sur le plan de subduction à l'origine des déformations mesurées en surface par les GPS afin de mieux comprendre comment ces mécanismes peuvent influencer l'évolution de l'état de contrainte de ce secteur, notamment dans la partie sismogène (entre 0 et 25 km de profondeur) et sur les périphéries de la lacune. L'amélioration de notre compréhension actuelle sur le rôle des séismes lents de la lacune sismique de Guerrero est d'une importance majeure à la vue du potentiel qu'a cette zone de subduction à générer des séismes très puissants à l'image de celui de 1985 survenu au niveau de la périphérie Ouest de la lacune sismique et qui a fortement affecté la ville de Mexico située à plus de 400 kilomètres de distance.

Déformation postsismique dans la zone de Parkfield (Californie)

Dans un deuxième temps, nous nous sommes intéressés à caractériser la distribution spatio-temporelle du glissement *postsismique* suite au séisme du 28 septembre 2004 au niveau du segment de Parkfield ($M_w 6$, segment de la faille de San Andreas, Californie, voir figure I.1) sur la période 2005-2010 par interférométrie RADAR différentielle. Le segment de Parkfield est connu pour présenter un comportement particulier, avec 7 ruptures successives de $M_w 6$ (1857, 1881 1901, 1922, 1934, 1966, 2004) ressenties et enregistrées, fortement similaires, survenues avec un intervalle de temps moyen de près de 22 ans sauf pour le dernier événements (2004) qui s'est réalisé avec près de 15 ans de retard. Cette particularité fait de ce site un lieu d'étude

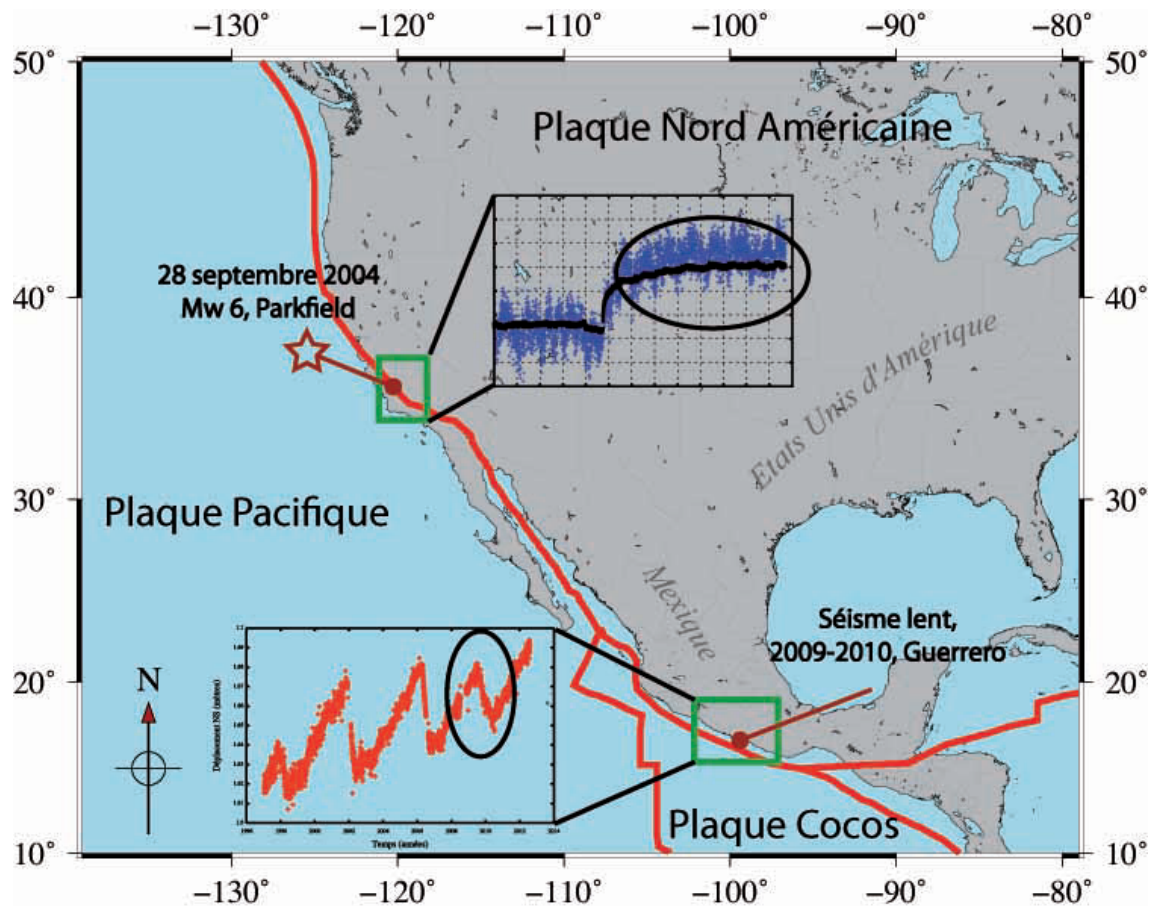


FIGURE I.1 – Localisation des deux sites d'études, aux comportements distincts, qui ont été traités au cours de ce travail de thèse. Le premier site est la lacune sismique de Guerrero qui est le siège de séismes lents (courbe rouge montrant la composante nord d'une station GPS située au niveau de la côte) suspectés d'accommoder partiellement le déficit de glissement, retardant ainsi la réalisation d'un séisme majeur de subduction. Le deuxième site d'étude est le segment de Parkfield (faille de San Andreas, Californie), où l'on a étudié le retour au régime intersismique suite au séisme du 28 septembre 2004 ($M_w 6$), sur la période 2005-2010 (courbe bleue). Les lignes rouges marquent les frontières de plaques tectoniques et l'étoile désigne la position de l'épicentre du séisme du 28 septembre 2004 à Parkfield.

privilegié pour la compréhension des mécanismes contrôlant les étapes du cycle sismique avec notamment, un effort d'instrumentation mené depuis les années 80 qui a permis de couvrir l'évènement de 2004 avec une grande variété d'instruments (GPS, creepmeters, ...). L'analyse plus détaillée de l'évènement de 2004, au regard des précédents évènements, a remis en question l'idée dominante de régularité des séismes de $M_w 6$ survenant sur ce segment (variabilité du délai de récurrence, de la propagation de la rupture, de la localisation précise de l'hypocentre) et pose la question de l'origine de cette variabilité. Nous avons donc tenté d'apporter des informations complémentaires à l'aide de l'interférométrie RADAR pour suivre le retour au régime intersismique de ce segment et étendu notre analyse aux segments frontaliers à celui de Parkfield (à savoir, une portion du segment en glissement continu au nord-ouest du segment de Parkfield et le segment bloqué depuis 1857 au sud-est)

pour essayer d’observer quel a été l’impact de la rupture de 2004 sur le comportement de ces segments. L’objectif de notre approche est d’apporter des éléments d’observations nouveaux permettant de mieux cerner la dynamique de cette portion de la faille de San Andreas.

Cadre de ce projet

Ce projet de thèse a été pris en charge à travers un cofinancement entre le Centre National d’Etudes Spatiale (CNES) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) dans le cadre du programme de financement de thèse du CNES. L’étude du séisme lent 2009-2010 de Guerrero a été menée au sein du laboratoire ISTerre (Université de Grenoble) dans le cadre du projet ANR G-GAP qui a pour objet l’instrumentation et l’étude des séismes lents de la lacune sismique de Guerrero et fait suite aux travaux initiés par [Cavalié *et al.* \(2013\)](#) sur l’estimation de la déformation en surface associée au séisme lent de Guerrero (2006). L’étude de la déformation postsismique sur le segment de Parkfield a été menée au sein du BRGM à Orléans. Ce travail fait suite aux travaux menés par [De Michele *et al.* \(2011\)](#) qui a caractérisé le comportement de ce secteur sur une période de 10 ans (de 93 à 2004) précédant la date du séisme et permet, ainsi, de comparer l’évolution comportementale du segment de Parkfield suite au séisme de 2004.

Plan du manuscrit

Ce manuscrit est composé de 5 chapitres en plus de cette introduction au cours desquels seront développés les différents aspects de ce travail de thèse. En premier lieu, quelques éléments de compréhension sur les déformations transitoires seront présentés au chapitre 2, notamment les mécanismes à l’origine de leur manifestation, les conditions frictionnelles du plan de faille. Le chapitre 3 contient une introduction à la méthodologie InSAR, dérivée de l’imagerie RADAR, outils de mesure à la base des travaux présentés dans ce manuscrit. On présentera au cours de ce chapitre un descriptif des chaînes de traitement utilisées au cours de ces travaux (chaînes de traitement NSBAS et GAMMA). Au chapitre 4, seront présentés les travaux menés sur l’étude du séisme lent 2009-2010 de Guerrero au Mexique. Enfin, au chapitre 5, nous aborderons les travaux menés sur le site de Parkfield en Californie suivant la même démarche que pour Guerrero à savoir, une description du contexte tectonique et les questions scientifiques propres à ce site et les résultats obtenus. Un aperçu général de ce travail de thèse et les perspectives plus générales qui en découlent seront présentés à la fin de ce manuscrit au chapitre 6.

Déformations transitoires

Sommaire

II.1 Le cycle sismique et déformations transitoires	7
II.1.1 Le cycle sismique : les modèles	7
II.1.2 Déformations transitoires.	9
II.1.3 En résumé	12
II.2 Conditions frictionnelles à l'interface d'une faille	13
II.2.1 Loi frictionnelle	13
II.2.2 Variations de (a-b) : Origines géologiques et mécaniques .	16
II.3 Séismes lents en zone de subduction	20
II.3.1 Aperçu général	20
II.3.2 Caractéristiques	20
II.4 Résumé déformations transitoires	27

Nous avons vu dans l'introduction que le modèle du rebond élastique ne permet pas de décrire l'ensemble des comportements que présentent les failles actives. On peut distinguer au premier ordre deux catégories de déformations transitoires : celles qui font suite à un séisme (comme la phase postsismique par exemple) et celles qui présentent une certaine régularité sans qu'il y ait eu de rupture sismique pour les initier (comme le glissement asismique et ses variations de vitesse de glissement ou encore les séismes lents) et qui ont lieu lors de la période intersismique. L'observation de ces déformations transitoires remet en cause la régularité des processus de chargement des failles et la question principale concerne leur rôle possible dans le conditionnement des séismes futurs. Nous verrons dans ce chapitre les différents types de déformations transitoires que l'on peut observer, les mécanismes que l'on peut évoquer pour expliquer leur origine ainsi qu'un rappel du formalisme permettant de se représenter les conditions frictionnelles du plan de faille qui contrôlent sa capacité à accommoder le déplacement en champ lointain.

II.1 Le cycle sismique et déformations transitoires

II.1.1 Le cycle sismique : les modèles

Le modèle du rebond élastique proposé par [Reid \(1910\)](#) considère deux étapes du cycle sismique : l'intersismique et le cosismique. Lors de la période intersismique,

la faille, bloquée, se charge élastiquement sous l'effet de la tectonique des plaques. Lorsque les contraintes au niveau de la faille sont trop grandes, il y a rupture, l'ensemble du déplacement tectonique est accommodé (voir figure II.1). Cette vision du cycle sismique s'est complexifiée dans un premier temps avec l'observation du glissement postsismique.

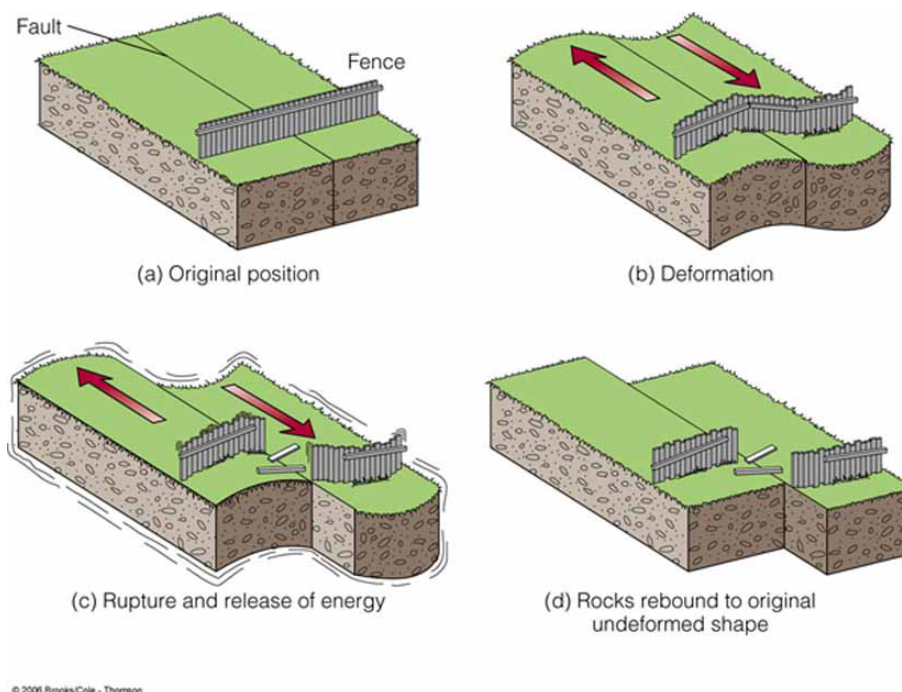


FIGURE II.1 – *Modèle du rebond élastique pensé par Reid (1910) pour expliquer l'origine des séismes. (a) : Configuration initiale avant chargement intersismique. (b) : Déformation intersismique, accumulation d'énergie élastique. (c) : Rupture et libération de l'énergie élastique. (d) : Retour à l'étape initiale. ©Brooks/Cole-Thomson, 2006.*

Le glissement postsismique survient dès la fin du cosismique. Il s'agit d'une prolongation du glissement cosismique sur le plan de faille et/ou d'une déformation volumique des roches, qui peuvent s'étaler de quelques jours à plusieurs années après la date de la rupture principale et souvent corrélée à l'activité des répliques sismiques. L'une des caractéristiques de ce déplacement est de voir sa vitesse de glissement ou de déformation en surface décroître en fonction du temps. Cette phase permet de relaxer le reste des tensions élastiques non libérées lors du cosismique et permet d'homogénéiser le champ de contraintes. Plusieurs phénomènes ou mécanismes peuvent être évoqués pour expliquer l'origine de cette phase comme : l'*after-slip*¹, le rebond poroélastique et la relaxation viscoélastique.

Toutefois, ce modèle de cycle en trois étapes considère que le chargement se fait de façon régulière dans le temps et de façon homogène sur toute la surface du plan de faille. Il ne permet pas d'expliquer l'extension spatiale des ruptures ni les comportements de type transitoires. Lay et Kanamori (1980) proposent un mécanisme de chargement, dans le cas des séismes de subduction, qui affine le modèle du rebond élastique. Ce modèle considère que les ruptures sismiques se localisent

1. pas de terme d'équivalent en français

au niveau d'aspérités sur le plan de faille où l'adhésion entre les deux blocs est plus forte. Ces aspérités sont entourées de zones de plus faible adhérence où le glissement asismique est possible. Ainsi, au cours de la période intersismique, le chargement de ces aspérités se fait à travers un glissement sur les zones moins adhérentes qui les entourent en plus du chargement tectonique. La distribution des aspérités et des zones de glissement segmente la faille et doit conditionner la localisation, l'extension spatiale de la propagation de la rupture et la magnitude de moment libérée. De plus, la vitesse de glissement asismique autour des aspérités doit par ailleurs contrôler le délai de récurrence en contrôlant le taux de chargement et donc rendre possible l'existence de ruptures récurrentes d'une même aspérité. Ce dernier modèle est largement utilisé pour expliquer l'origine mécanique des séismes y compris au niveau de failles continentales (voir par exemple [Bejar-Pizarro et al. \(2013\)](#) dans le cas de la zone de subduction du Chili). La localisation et la caractérisation des aspérités sont actuellement des objectifs majeurs pour l'anticipation des futurs séismes. L'étude des déformations transitoires, qui sont l'une des manifestations en surface des variations spatiales des propriétés frictionnelles des plans de failles, constitue un moyen pour y parvenir.

II.1.2 Déformations transitoires.

Glissements asismiques

Depuis les années soixante, des glissements asismiques ont été détectés sur plusieurs systèmes de failles actives qui, au moment de leur découverte sur la faille de San Andreas, ont remis en cause l'hypothèse de régularité du chargement intersismique [[Steinbrugge et al. \(1960\)](#)]. Ces glissements asismiques sont susceptibles d'accommoder totalement ou partiellement le déplacement tectonique minimisant ainsi l'aléa sismique sur le segment de faille où ils sont observés [e.g [Burgmann \(2000\)](#)]. Cependant, ils sont la manifestation en surface d'une variation latérale des propriétés frictionnelles d'une faille et participent à la variation latérale du taux de chargement notamment au niveau des périphéries de la zone en glissement asismique. Ainsi, la cartographie des déplacements asismiques permet de mettre en avant une variabilité du couplage du plan de faille, et donc, en cas de zone fortement couplée, la présence d'aspérités susceptibles d'être à l'origine des futurs séismes.

Ces glissements asismiques peuvent présenter aussi une variabilité spatio-temporelle [[Lienkaemper et al. \(1997\)](#), [Lee et al. \(2005\)](#)]. La vitesse de glissement semble, en effet, très sensible aux variations de contraintes du milieu. Si ces glissements sont trop rapides ou trop variables, il est possible que les aspérités non affectées par ce glissement n'aient pas le temps d'accuser cette déformation et cassent. À titre d'exemple, [Bouchon et al. \(2011\)](#) montrent qu'un peu moins d'une heure avant la rupture principale du séisme de Izmit (Turquie, $M_w 7.9$), une série de micro-ruptures ayant la même signature sismique a précédé la rupture principale. La superposition des profils sismiques associés à chacune des ruptures indique qu'il s'agissait d'une rupture successive d'une même aspérité. Le mécanisme de chargement évoqué est une accélération du glissement asismique à la base de la croûte fragile rechargeant les aspérités entre deux ruptures successives. Des observations similaires ont été faites sur la portion de la faille de San Andreas en glissement continue, notamment sur le segment de Parkfield [[Nadeau et McEvilly \(1999\)](#)].

Déformations postsismiques

Les déformations postsismiques peuvent prendre la forme de glissements asismiques, au niveau de la faille, contrôlées à la fois par des conditions frictionnelles favorables et des mécanismes moteurs. Elles peuvent aussi prendre la forme de déformations volumiques asismiques des roches dans la périphérie de la zone de ruptures. Il faut cependant préciser que le terme asismique signifie ici que la sismicité enregistrée lors de cette déformation ne permet pas d'expliquer l'amplitude du déplacement mesurée en surface. Néanmoins, les déformations postsismiques s'accompagnent le plus souvent d'un sursaut d'activité sismique (répliques sismiques) dont l'intensité décroît au cours du temps à l'image de la vitesse de déformation. La contribution du postisme dans l'accommodation du déplacement tectonique est loin d'être négligeable mais peut présenter des caractéristiques très variables selon le site considéré (localisation, durée, amplitude). La prise en compte de la totalité de la déformation ou du glissement associé à la phase postsismique peut dépasser en magnitude celle du cosisme (voir par exemple [Bruhat *et al.* (2012)]). De plus, la distribution des glissements et des déformations associées à cette phase peut impacter le bilan de déformation sur le plan de faille et/ou dans le volume de roche et ainsi conditionner les séismes futurs, notamment en ce qui concerne leur extension spatiale. Cependant, un seul mécanisme ne peut expliquer la complexité des déformations observées lors de cette phase, il faut plutôt considérer une combinaison de mécanismes et la question sur l'impact effectif de la déformation postsismique sur le cycle sismique reste posée. Les mécanismes principaux souvent évoqués pour expliquer l'origine du glissement postsismique sont l'*after-slip*, la relaxation viscoélastique et la poroélasticité.

L'*after-slip* : L'*after-slip* n'est pas un mécanisme au sens strict du terme. L'*after-slip* est un glissement asismique sur le plan de faille contrôlé par des lois frictionnelles (voir partie II.2.1) de type *rate and state* [Marone *et al.* (1991)]. La distribution de ce glissement asismique se localise autour de la zone de rupture cosismique. Elle se distribue souvent de façon complémentaire et adjacente à la distribution du glissement associée à la rupture cosismique comme dans le cas du glissement postsismique associé au séisme du Pérou (Séisme de Pisco, 15 août 2007, M_w 8) [Perfettini *et al.* (2010)] ou celui du Mozambique (Séisme de M_w 7, 2006, Machaze) [Raucoules *et al.* (2010), Copley *et al.* (2012)]. Ce dernier aspect serait lié à des variations spatiales (latérales et en profondeurs) des propriétés frictionnelles de la faille. Lors des premiers instants de la phase postisme, l'*after-slip* est souvent considéré comme le phénomène dominant par rapport aux autres. Ces glissements peuvent affecter la partie superficielle de la faille (*shallow after-slip*) ou les parties plus profondes (*deep after-slip*).

La relaxation viscoélastique : Les parties profondes d'une faille active (à partir de 15-20 km de profondeur) adoptent un comportement ductile. Lors d'une rupture, le champ de contrainte est modifié jusqu'aux parties profondes de la faille, lesquelles ne répondent pas instantanément à cette perturbation et, selon le degré de viscosité du milieu, mettent un certain temps à la propager. Ce phénomène peut affecter plusieurs couches profondes de la croûte terrestre (croûte inférieure et/ou manteau lithosphérique). Néanmoins, par rapport à l'*after-slip*, la relaxation viscoélastique intervient sur des périodes plus longues et provoque des déformations spatiales à plus grandes échelles [Freed (2006)]. Ce mécanisme nécessite *a priori* une forte va-

riation de contraintes pour pouvoir s'initier et donc n'intervient que dans le cas de forts séismes. C'est, en tout cas, l'argument avancé par [Freed \(2006\)](#) concernant le séisme de Parkfield, pour modéliser le postsismique uniquement via de l'after-slip. Cependant, cela reste difficile à déterminer sachant que pour le séisme de Parkfield justement, [Bruhat *et al.* \(2011\)](#) introduisent de la viscoélasticité en profondeur pour mieux rendre compte de l'évolution temporelle GPS permanent (voir chapitre sur Parkfield).

Le rebond poroélastique : La partie supérieure de la croûte terrestre est un milieu très hétérogène, multi-fracturé, saturé en fluide. À l'intérieur de ce milieu, les fluides sont piégés ou ne circulent qu'en fonction du gradient de contrainte et de la porosité des matériaux présents. Lors d'une relaxation rapide des tensions de la croûte terrestre, suite à un séisme par exemple, on a une légère modification des volumes de roches (compression et dilatation) et donc une modification de la pression de pore. On peut alors observer une circulation de fluides qui va compenser cette variation de contrainte : c'est le rebond poroélastique. Ce phénomène affecte essentiellement les parties superficielles de la croûte terrestre et présente une signature géodésique particulière, facilement identifiable : elle entraîne une déformation en surface dans le sens inverse de celle provoquée par le cosismique [[Scholz \(2002\)](#)]. Un exemple d'observation de ce type de mécanisme sur le cas du séisme de Landers en Californie peut être trouvé dans [Peltzer *et al.* \(1998\)](#).

Séismes lents

Nous reviendrons plus en détail sur les séismes lents en zone de subduction dans la partie II.3. Néanmoins, on peut déjà préciser que la phase intersismique, pour les failles de subduction mais aussi pour les failles continentales, peut être marquée épisodiquement par des relaxations à grandes échelles sans pour autant correspondre à de forts séismes. Ces séismes lents modifient temporairement la vitesse des chargements des aspérités et peuvent conditionner la réalisation des séismes futurs. Un cas récent de séisme met en avant l'importance que peuvent jouer ces déformations transitoires sur le cycle sismique : le séisme du Costa-Rica survenu en septembre 2012 ($M_w 7.6$).

En septembre 2012, un séisme de magnitude 7.6 est survenu au Costa-Rica au niveau de la péninsule de Nicoya, suivi d'une réplique de magnitude 6.5 dont les hypocentres et les mécanismes au foyer sont compatibles avec des séismes de subduction. De même, en 1978, un précédent évènement de la même nature ($M_w 7$) a été ressenti dans ce secteur. Or la péninsule de Nicoya est aussi connue pour être un lieu où se sont produits plusieurs séismes lents [[Protti *et al.* \(2004\)](#), [Brown *et al.* \(2005\)](#), [LaBonte *et al.* \(2009\)](#), [Jiang *et al.* \(2012\)](#)] enregistrés à l'aide de séries temporelles GPS (permanents) entre 1996 et 2011. Les amplitudes de ces séismes lents ne devaient pas permettre de compenser totalement le déficit de glissement accumulé par le chargement tectonique [[Feng *et al.* \(2012\)](#)]. Le cas du séisme de septembre 2012 survenu au Costa Rica illustre ainsi que la présence de séismes lents sur une zone de failles actives n'est pas incompatible avec la réalisation de séismes majeurs. Cependant, les mécanismes qui permettent aux séismes lents de conditionner les séismes futurs restent à déterminer et doivent dépendre de la façon dont sont redistribuées les contraintes par ce type de glissements asismiques.

II.1.3 En résumé

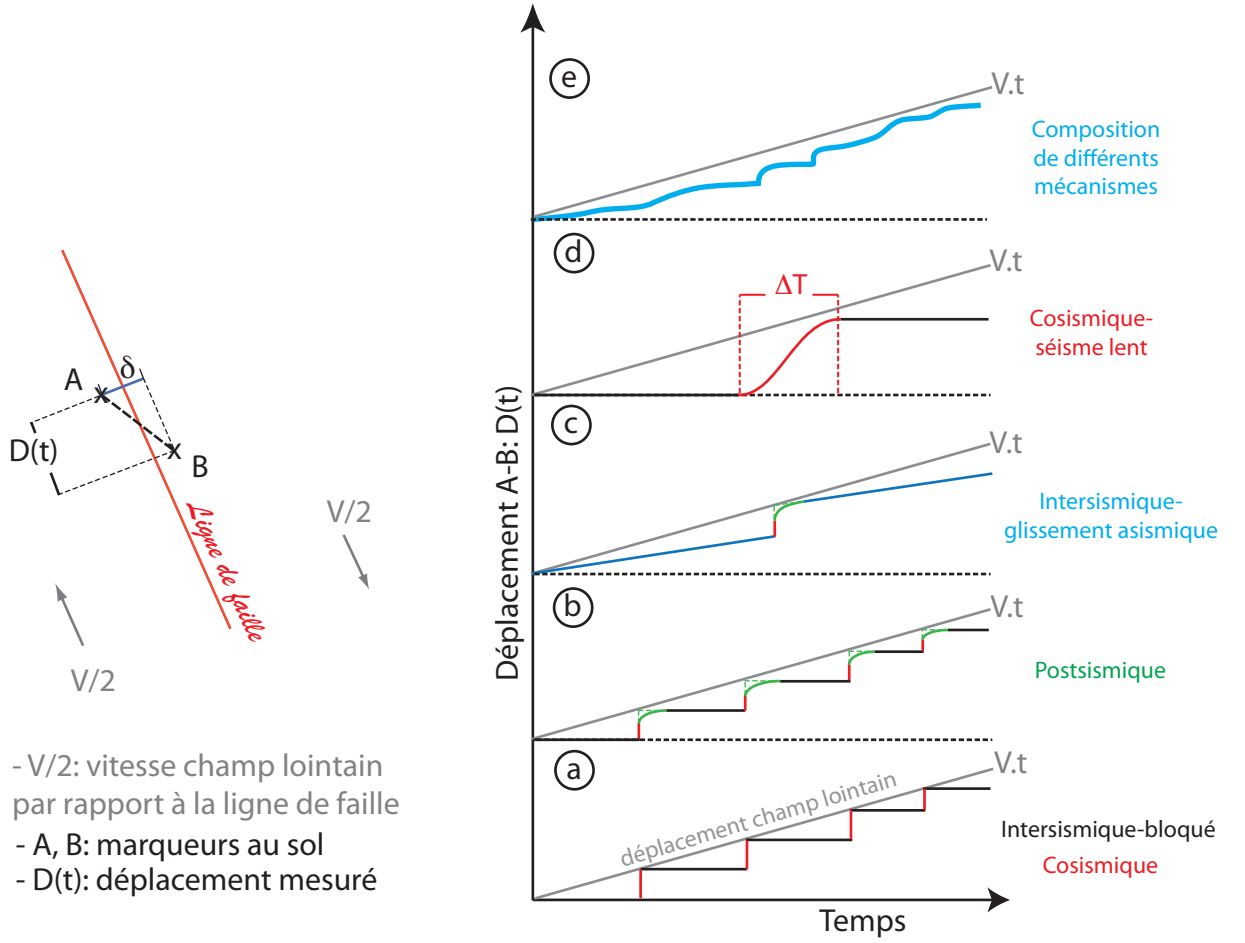


FIGURE II.2 – Différents comportements de failles présentés dans le cas du suivi du déplacement relatif ($D(t)$) de deux marqueurs A, B placés de part et d'autre d'une faille isolée décrochante dextre séparant deux plaques en vitesse de déplacement relatif ($V/2$). Les graphiques présentent le déplacement $D(t)$ au cours du temps par rapport au déplacement en champs lointain (trait gris). Graphique (a) : modèle de Reid, où le cosismique (trait rouge) accommode le déficit de glissement accumulé lors de l'intersismique (trait noir). Graphique (b) : le cosismique n'accommode que partiellement le déficit de glissement, une partie est accommodée lors de la phase postsismique (trait vert). Graphique (c) : l'intersismique est caractérisé par du fluage continu de la faille ou creep, qui limite (dans le cas présent) le taux de chargement, le déficit étant accommodé ponctuellement par un séisme en deux étapes : cosismique et postsismique. Le graphique (d) présente un autre mode de relaxation des contraintes : les séismes lents, où, sans émission d'ondes sismiques, le déficit de glissement est accommodé sur une période longue ΔT (quelques jours à plusieurs mois). Enfin, le graphique (e) représente une combinaison des différents mécanismes précédemment évoqués dans le cas fictif d'une faille transversale dextre.

L'accumulation d'observations de déformations transitoires (glissement asismique, séismes lents) lors de la phase intersismique a remis en cause l'hypothèse de régularité du chargement des failles actives (voir figure II.2). Néanmoins, la description

et le suivi de ces comportements permet de mettre en avant une variabilité des propriétés frictionnelles des plans de faille et donc de distinguer des zones de failles où le couplage est fort (aspérité) de celles qui présentent un couplage plus faibles. L'évolution spatio-temporelle de ces déformations transitoires y compris après la réalisation d'un séisme permet de suivre l'évolution de l'état d'une faille et donc, potentiellement, d'estimer la localisation des points d'initiations des futurs séismes majeurs.

II.2 Conditions frictionnelles à l'interface d'une faille

La réponse d'une faille active à une variation de contraintes (rupture sismique, glissement asismique, fluage) est contrôlée par les propriétés frictionnelles des roches en contact au niveau du plan de faille [Brace et Byerlee (1966)]. Ces propriétés, sont elles mêmes déterminées par la nature physico-chimique de l'interface et peuvent être influencées par des facteurs extérieurs et/ou temporaires comme la pression de pore ou le passage d'ondes sismiques. De nombreuses études tentent de mieux comprendre les mécanismes physiques qui contrôlent l'évolution spatio-temporelle du coefficient de friction statique (μ_s) et dynamique (μ_d) de ces failles, soit à l'aide d'approches expérimentales soit par des approches numériques [Marone et Saffer (2007)]. Nous allons voir ici quelques mécanismes qui peuvent contrôler la façon dont le déplacement tectonique peut être accommodé en glissement sur le plan de faille.

II.2.1 Loi frictionnelle

Coefficient de friction

On peut distinguer deux types de réponses d'une faille suite à une variation de contraintes ou une perturbation frictionnelle sur son plan. Dans un premier cas, si une instabilité se propage et s'amplifie, on parle alors d'affaiblissement cinétique (*velocity weakening*) ou d'affaiblissement au glissement (*slip weakening*). Dans un second cas, toute perturbation est contenue, empêchant la rupture de se propager ; il s'agit alors d'un durcissement cinétique (*slip strengthening*). Une zone de faille est considérée comme instable en cas d'affaiblissement cinétique et stable en cas de durcissement cinétique. Ces deux types de réponses possibles sont contrôlées par la dynamique du coefficient de friction μ de l'interface de contact qui, avec la contrainte normale σ_n (normale au plan défini par la l'interface de contact), définit la force de frottement F_f de l'interface de contact : $F_f = \mu\sigma_n$. Un glissement est initié lorsque les forces cisailantes sont plus importantes que la force de frottement. Une fois le glissement initié, le coefficient de friction μ change de valeur : il peut augmenter ou diminuer. En cas d'augmentation du coefficient de friction alors tout glissement initié est contenu, nous sommes dans le cas d'un durcissement cinétique : le système s'oppose à toutes variations de la vitesse de glissement sur le plan de faille, le système est stable. Dans le cas contraire, où la valeur du μ diminue, alors nous sommes dans le cas d'affaiblissement cinétique ou d'affaiblissement au glissement, le système amplifie et propage l'instabilité, le système est instable [e.g. Dieterich et al. (1979)].

Modélisation

Deux modèles principaux permettent de représenter l'évolution du coefficient de friction en fonction de paramètres d'état du système et de l'évolution de la vitesse de glissement (voir figure II.3). Nous présentons ici brièvement le deuxième modèle (*rate and state friction law*) qui est largement utilisé pour représenter la dynamique des failles actives [eg [Tse et al. \(1986\)](#), [Barbot et al. \(2012\)](#)].

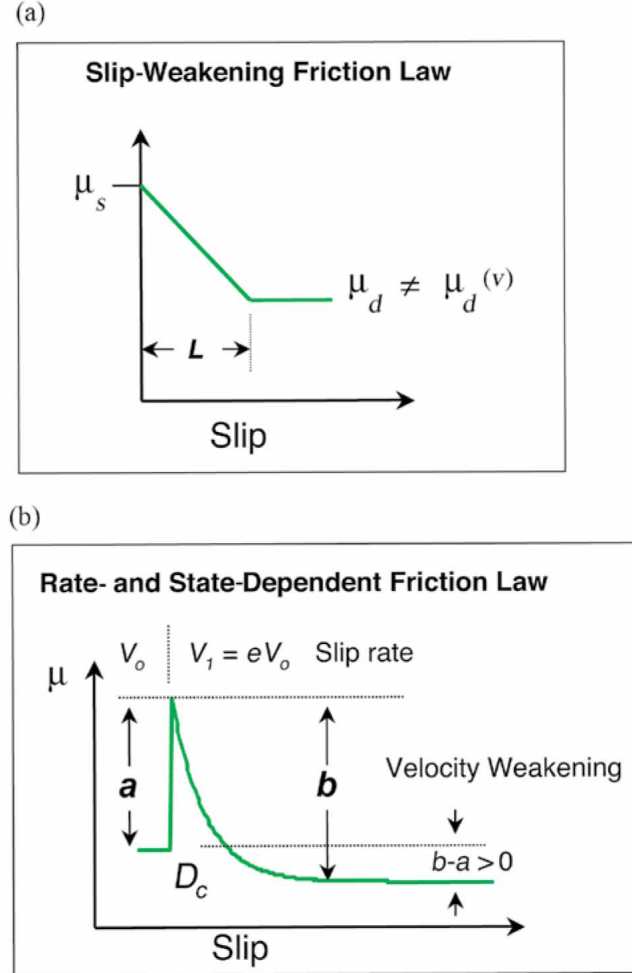


FIGURE II.3 – Modèles d'évolution du coefficient de friction μ en fonction du glissement (a) ou en fonction d'une variation de la vitesse de glissement (b). Le premier modèle (*Slip weakening friction law*) considère un état initial immobile au coefficient de friction μ_s et un état final en déplacement (quelque soit la vitesse) au coefficient de friction μ_d . Dans ce modèle, il faut parcourir une distance L avant que la valeur du coefficient de friction se stabilise à μ_d . Le second modèle (*rate and state friction law*) caractérise l'évolution du coefficient de friction μ en fonction d'une perturbation de la vitesse de glissement : $V_0 \rightarrow V = eV_0$. D_c caractérise la distance à parcourir pour la valeur finale de μ se stabilise. Le paramètre $(b-a)$, dans le cas stationnaire ($d\theta/dt = 0$), contrôle l'évolution du coefficient de friction et dont le signe détermine si le comportement du système sera de type affaiblissement ou durcissement cinétique. Figure extraite de [Marone et Saffer \(2007\)](#).

[Ruina \(1983\)](#) propose une modélisation de l'évolution du coefficient de friction

suite à une modification de la vitesse de glissement ($V_0 \rightarrow V$) en fonction de l'historique de glissement et d'une longueur caractéristique de glissement (D_c). La longueur caractéristique de glissement est une longueur de référence au delà de laquelle le coefficient de friction μ se stabilise à sa nouvelle valeur en cas de modification de la vitesse de glissement. À travers cette formulation, le coefficient de friction est contrôlé par un paramètre d'état (θ) et par deux coefficients (a, b) qui caractérisent la nature (physique, chimique, géométrique ...) de l'interface selon la formulation dite de Dieterich-Ruina (ou *slowness law*) [Beeler *et al.* (1994), Scholz *et al.* (1998)] :

$$\mu_{a,b}^\theta(V) = \mu_0 + \underbrace{a \cdot \log\left(\frac{V}{V_0}\right)}_{\text{effet cinétique}} + \underbrace{b \cdot \log\left(\frac{V_0}{D_c} \cdot \theta\right)}_{\text{terme évolutif}}, \quad (\text{II.1})$$

avec²,

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \left(\frac{V \cdot \theta}{D_c}\right). \quad (\text{II.2})$$

- a, b : paramètres caractéristiques des matériaux mis en oeuvre, 'a' pondère l'effet de la vitesse, 'b' pondère l'évolution dynamique et temporelle.
- V_0 : vitesse de référence (vitesse initiale).
- μ_0 : coefficient de friction associé à la vitesse de référence V_0 .
- D_c : Distance caractéristique de stabilisation de la nouvelle valeur de μ

Ce modèle présente l'avantage de décrire certains phénomènes observés en laboratoire comme l'augmentation linéaire avec le temps de la valeur de μ_s en régime initial ainsi que toutes les valeurs intermédiaires de μ_d en cas de variations de la vitesse sans pour autant en préciser l'origine physique de cette dynamique. Cette formulation peut se simplifier si l'on considère l'état stationnaire :

$$\frac{d\theta}{dt} = 0, \quad (\text{II.3})$$

le paramètre d'état θ peut alors s'interpréter comme le temps caractéristique nécessaire pour parcourir la distance D_c à la nouvelle vitesse de glissement V :

$$\theta = \frac{D_c}{V}, \quad (\text{II.4})$$

en prenant en compte cette hypothèse, la formule initiale se simplifie et prend la forme finale suivante :

$$\mu_{a,b}(V) = \mu_0 - (b - a) \cdot \log\left(\frac{V}{V_0}\right). \quad (\text{II.5})$$

Apparaît alors le coefficient composé ($b-a$) dont le signe contrôle le comportement d'une faille face à une perturbation de la vitesse de glissement $V_0 \rightarrow V$:

- **(b-a) < 0** : le comportement de la faille est stable, toutes variations positives de la vitesse de glissement entraîne une augmentation du coefficient de friction et inversement.

2. Ceci est l'une des formulations décrivant l'évolution de θ .

- $(b-a) > 0$: le comportement de la faille est instable, toutes variations positives de la vitesse de glissement entraîne une diminution du coefficient de friction et inversement.

Considérer un état stationnaire c'est considérer que les processus physiques qui contrôlent l'évolution du coefficient de friction ne changent pas au cours du temps. Cette hypothèse permet de représenter des cas simples comme les expériences menées en laboratoire sur un cycle de rupture. Cependant, c'est une hypothèse forte qui ne reflète pas forcément la réalité à l'échelle des failles actives compte tenu de la complexité du milieu et de la diversité des processus physico-chimiques qui y opèrent. Ce modèle ne peut représenter qu'un événement isolé et non une succession de ruptures qui pourraient avoir pour origine une évolution rapide (par rapport au temps de récurrence) des propriétés physico-chimiques de l'interface. Néanmoins, ce modèle est utile pour se représenter le comportement d'une faille dans le cas quasi-stationnaire et la stabilité d'une faille est souvent représentée qualitativement par le signe du paramètre $(b-a)$.

On peut préciser que même pour une faille considérée comme instable, toute perturbation ne se traduit pas nécessairement par une rupture généralisée. [Scholz \(1998\)](#) rappelle qu'il est nécessaire que cette perturbation affecte au moins une surface d'une longueur critique L_c (dans le cas où la surface qui rompt prenne la forme d'une ellipse) qui s'exprime comme :

$$L_c = \frac{G\nu D_c}{\sigma_n(b-a)}, \quad (\text{II.6})$$

où G représente le module élastique de cisaillement, ν une constante géométrique de l'ordre de l'unité.

De même, la transition entre état stable et instable n'est pas nette, un troisième état conditionnellement stable peut apparaître en fonction de la valeur de la contrainte normale σ_n et pour une forte variation de la vitesse de glissement. Dans le cas d'une modélisation de la faille à travers un système masse-ressort dont le ressort serait caractérisé par une constante de raideur k , nous aurions une valeur critique de la contrainte normale σ_c de la forme :

$$\sigma_c = \frac{kD_c}{(b-a)}. \quad (\text{II.7})$$

Dans le cas où $\sigma_n > \sigma_c$ alors le système est instable. À l'inverse, quand $\sigma_n < \sigma_c$ le système est stable sauf s'il est soumis à une forte variation de vitesse [[Scholz \(1998\)](#)] (voir figure II.4). Ce deuxième cas correspond à l'état conditionnellement stable. Ainsi, une zone de faille dans un état conditionnellement stable ne peut pas initier de rupture mais peut en propager une si le saut imposé en vitesse est suffisant.

II.2.2 Variations de $(a-b)$: Origines géologiques et mécaniques

Le modèle de friction évoqué précédemment reste phénoménologique. Il permet de décrire le comportement frictionnel d'une surface de contact entre deux blocs, comme un plan de faille, sans pour autant expliciter l'origine physique de ces comportements. Il est en réalité difficile d'expliquer clairement l'origine de cette variabilité frictionnelle, néanmoins quelques mécanismes d'origine géologique ou mécanique

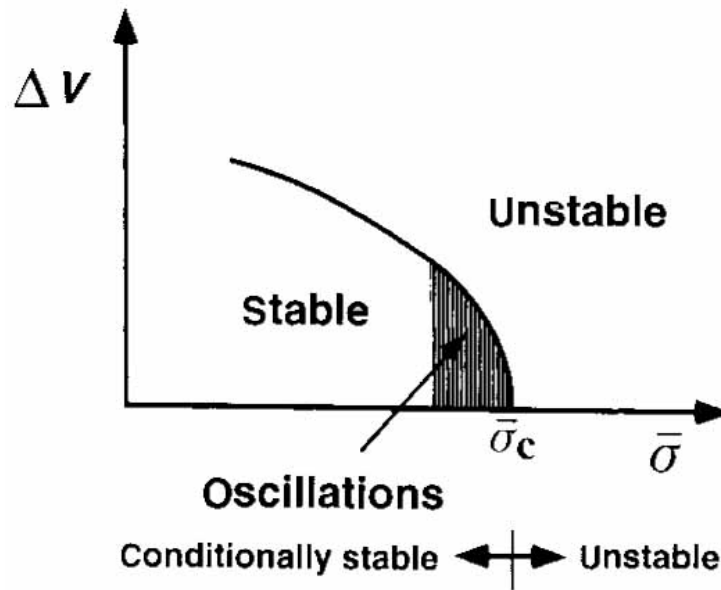


FIGURE II.4 – Évolution entre état stable et instable en fonction de la contrainte normale appliquée et le saut en vitesse. Pour $\sigma_n > \sigma_c$ le système est instable. Pour $\sigma_n < \sigma_c$ le système est conditionnellement stable en fonction du saut en vitesse appliqué (ΔV). Les ruptures ne peuvent s'initier dans la zone stable mais si le saut en vitesse est suffisant, elles peuvent la propager. Figure tirée de [Scholz \(1998\)](#).

peuvent être proposés. Nous en présentons ici quelques uns de ces aspects, de façon non-exhaustive.

[Marone et Scholz \(1988\)](#) proposent, à partir de la distribution de l'activité sismique en fonction de la profondeur, trois zones de faille aux comportements distincts : stable en proche surface (entre 0 et 5 kilomètres de profondeur), instable sur une bande de près de 15 km dans le cas des failles continentales (comme la faille de San Andreas) ou plus de 30-35 kilomètres de profondeur dans le cas de faille de subduction (voir figure II.5). C'est dans la partie sismogène que s'initient et se propagent les séismes. Plus en profondeur, le glissement redevient stable. Ces trois secteurs aux comportements distincts se traduisent par une évolution qualitative du coefficient (a-b) en fonction de la profondeur. Cette distribution des valeurs de (a-b) peut être très variable en fonction de la faille considérée, et n'explique pas l'origine des variations, notamment l'origine physique des transitions supérieures et inférieures entre stable et instable.

Transitions régimes stable-instable

Tout d'abord concernant les transitions entre comportement stable-instable supérieure et inférieure proposées dans le modèle de distribution du paramètre (b-a) de [Marone et Scholz \(1988\)](#) : alors que la transition inférieure est attribuée au changement des propriétés frictionnelles du feldspath et du quartz, principaux composants des roches granitiques, avec la température [[Blanpied et al. \(1991\)](#), [Scholz \(2002\)](#), [Marone et Saffer \(2007\)](#)], il est difficile de dégager un mécanisme unique pour justifier la transition supérieure. Comme le rappellent [Marone et Saffer \(2007\)](#), deux modèles sont avancés pour justifier cette transition. Le premier modèle considère que

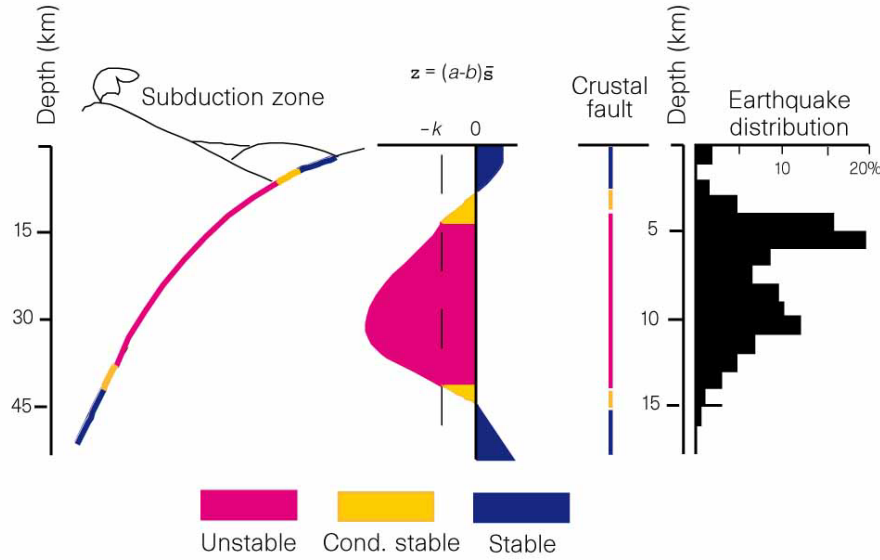


FIGURE II.5 – Distribution de la valeur $(a-b)$ en fonction de la profondeur (deuxième figure en partant de la gauche) et projection sur une faille de subduction (première figure en partant de la gauche) et une faille continentale (troisième figure en partant de la gauche). Cette distribution est proposée à partir de l'analyse de la distribution de la sismicité en profondeur, exemple du cas de Parkfield (faille de San Andreas) sur la période 1969-1986 [Marone et Scholz (1988)] (quatrième figure en partant de la gauche). Figure tirée de Scholz (1998).

la transition entre comportement stable à instable est due à une déshydratation des argiles contrôlée par la température et donc par la profondeur. Cette déshydratation permettrait la transformation de smectite en illite moins favorable au comportement stable et justifierait ainsi l'apparition en profondeur d'une zone sismogène instable. Le deuxième scénario explique le comportement stable des premiers kilomètres de la croûte essentiellement par la présence de gouges et de matériaux sédimentaires peu consolidés [Byrne *et al.* (1988), Vrolijk *et al.* (1990)]. Selon ce deuxième modèle, la transition supérieure stable-instable serait due à un processus de compaction et de cimentation des matériaux, augmentant la concentration de roches "dures" et priviliégiant ainsi un comportement cassant, instable, pour les zones plus profondes du plan de faille.

Par ailleurs, Gratier *et al.* (2011, 2013) proposent un autre mécanisme expliquant la stabilité des premiers kilomètres de profondeur basé sur la présence de glissements asismiques dus à une dissolution sous contraintes des roches (marnes et calcaires hautement fracturés). Cette dissolution permet d'accommoder le chargement tectonique par déformation continue des matériaux sous l'effet de l'augmentation de la contrainte, et limite la propagation des ruptures sans pour autant les interdire. Ce mécanisme de déformation est notamment évoqué pour expliquer l'origine du glissement asismique de 20 mm.an^{-1} de la portion centrale de la faille de San Andreas ainsi que la présence d'une petite sismicité [Gratier *et al.* (2011)].

Pression de pore

La pression de pore peut aussi affecter la valeur effective de la contrainte normale et donc, potentiellement, peut modifier le comportement d'une faille [Scholz (1998)]. La surface de contact du plan de faille présente des interstices potentiellement occupés par des fluides. Ainsi à la contrainte normale, définissant la force de friction à travers le coefficient de friction, s'ajoute une pression de pore orientée dans le sens opposé. La contrainte normale effective est donc la différence entre la contrainte normale et la pression de pore. Cette diminution fait baisser le seuil de résistance de la faille et donc peut modifier significativement le comportement d'une faille face à l'initiation d'une instabilité frictionnelle. Néanmoins, cet effet peut avoir des conséquences variables. Dans le cas où la contrainte normale est faible (cas des parties supérieures des failles actives), la présence de fluides peut favoriser un glissement asismique de type creep et donc minimiser l'initiation de séismes majeurs en diminuant le niveau de couplage. À l'inverse, lorsque la contrainte normale est plus importante, on peut avoir une faille bloquée dont le seuil de tolérance au chargement élastique est diminué par la pression de pore (plus de détails sur l'effet de la pression de pore peut être trouvé dans Scholz (2002)). Concernant la transition inférieure instable-stable, Marone et Saffer (2007) évoquent la possibilité d'un troisième scénario : la diminution progressive de la pression de pore avec la profondeur correspondant à la présence de processus diagéniques associés à la lithification des roches sédimentaires qui donnerait lieu à une augmentation de la contrainte normale effective.

Variations temporelles

D'autres mécanismes peuvent affecter le comportement d'une faille active en modifiant temporairement les propriétés frictionnelles du plan de faille. Par exemple dans le cas de la dynamique des séismes lents, deux études ont montré une relation directe entre le passage d'ondes sismiques et le déclenchement d'un glissement asismique (hormis la présence de trémors) dans le cas du Japon [Itaba *et al.* (2011)] et au Mexique (Guerrero) [Zigone *et al.* (2012)]. Dans le cas du Mexique, Zigone *et al.* (2012) montrent une forte corrélation entre l'arrivée des ondes sismiques générées par le séisme de Maule (27 février 2010 M_w 8.8) au Chili et la reprise de l'activité des trémors non-volcaniques ainsi que la reprise du glissement lent alors en cours. Dans ce cas de figure, le passage d'ondes sismiques aurait eu pour effet de diminuer l'adhérence du milieu favorisant ainsi l'initiation ou la reprise d'un glissement lent. Néanmoins, l'effet du passage d'ondes sur la stabilité des surfaces de contact reste difficile à estimer. Johnson *et al.* (2008) montrent sur la base d'expériences menées en laboratoire, que l'effet d'ondes acoustiques sur le comportement frictionnel d'un milieu granulaire est avéré bien qu'il soit difficile d'en comprendre les liens de cause à effet. Ils notent que l'effet des ondes acoustiques est d'autant plus sensible que le système se trouve dans un état critique proche de la rupture et ce, à la condition d'un chargement normal relativement faible. Ils notent par ailleurs, que les effets d'une telle perturbation peuvent se faire sentir de quelques secondes à quelques jours après l'excitation ce qui rend difficile de distinguer si l'excitation du milieu à l'aide d'un train d'ondes a pour effet de diminuer ou de rallonger les délais de récurrence sismiques. En conséquence, bien que l'influence des ondes sismiques sur la dynamique des failles actives soit une observation forte, les mécanismes mis en oeuvre semblent très complexes et restent à établir.

Une autre expérience en laboratoire récente met en avant le rôle de l'endommagement de l'interface de contact suite à une rupture sur la valeur du coefficient de friction. [Reches et Lockner \(2010\)](#) montrent, dans le cas de deux blocs de granite mis en contact avec une vitesse de glissement comparable à ce que l'on observe pour les séismes, un phénomène de lubrification de la surface de contact par apparition d'une gouge poudreuse issue de l'abrasion des matériaux. L'apparition de cette gouge diminue l'adhésion de la surface de contact mais cet effet diminue à mesure que le glissement continue. D'autres mécanismes complexes sont susceptibles de participer à cette chute du coefficient de friction pour des vitesses de glissement supérieures à un mètre par seconde comme l'effet de la chaleur (*flash heating*), la déshydratation rapide ou encore la décarbonisation [[Di Toro et al. \(2011\)](#)]. Cette chute temporaire de contrainte liée à l'ensemble des processus évoqués ici permet à une instabilité frictionnelle de se propager et donc d'initier un séisme. Ces mécanismes sont évoqués pour expliquer en quoi certaines surfaces de la faille présentent un durcissement cinétique ((a-b) négatif) en cas d'initiation d'une perturbation.

II.3 Séismes lents en zone de subduction

Nous revenons ici sur quelques aspects concernant les séismes lents de subduction qui constituent l'une des découvertes significatives de ces 20 dernières années en ce qui concerne les mécanismes de relaxation de la croûte terrestre.

II.3.1 Aperçu général

Depuis la première observation faites sur la faille de San Andreas par [Lindle et al. \(1996\)](#), de nombreux autres séismes lents ont été détectés notamment au niveau des zones de subduction de la ceinture du Pacifique [[Schwartz et Rokosky \(2007\)](#), [Beroza et Ide \(2011\)](#)] (voir figure II.6).

Ces séismes lents correspondent à une relaxation lente de la croûte lithosphérique (de quelques jours à plusieurs mois) présentant la même signature géodésique que les séismes réguliers (qui ne durent que quelques secondes) sans pour autant émettre d'ondes sismiques (ou du moins de façon comparable). Ces phénomènes sont encore aujourd'hui assez peu compris, notamment leur conditions d'initiation ou leurs impacts sur le cycle sismique local. En effet, ils peuvent afficher une magnitude équivalente parfois significative et doivent participer au conditionnement des séismes futurs en redistribuant les contraintes sur les plans de failles. Ainsi, mieux comprendre ces phénomènes constitue l'un des enjeux majeurs actuels pour mieux contraindre la dynamique des failles actives car, ils semblent être des mécanismes de relaxation importants en termes de magnitude équivalente et fréquents en termes de diversité des sites où ils ont été observés.

II.3.2 Caractéristiques

Localisation du glissement

Les séismes lents sont issus de glissements profonds initiés dans la zone de transition inférieure instable-stable du plan de subduction. [Peng et al. \(2010\)](#) représentent un schéma simplifié avec la localisation des glissements sur le plan failles dans le cas de la zone des Cascades (voir figure II.7). L'une des questions majeures concerne

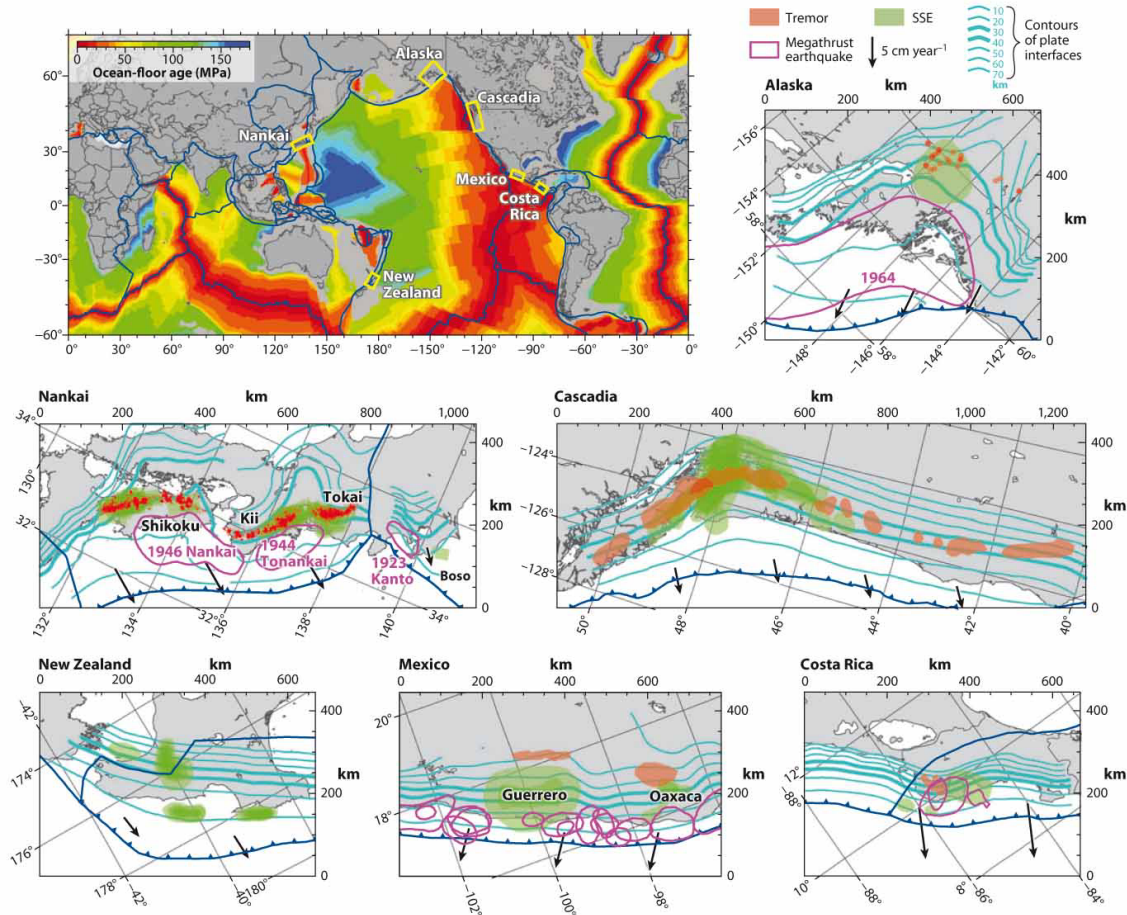


FIGURE II.6 – *Distribution des principaux sites où ont été observés des séismes lents et trémors non volcaniques (synthèse d'après Beroza et Ide (2011)). Les zones vertes représentent les surfaces affectées par le glissement lent, les surfaces oranges marquent la localisation des trémors non volcaniques et les cercles violets définissent les zones de ruptures (séismes classique). Les géométries des panneaux de subduction sont rappelées par les iso-contours bleu clair et les frontières des plaques par les lignes bleu foncé.*

l'extension spatiale de ces glissements lents notamment dans la partie sismogène plus en surface. Si le glissement traverse la partie sismogène, alors les séismes lents permettent de libérer asismiquement la tension élastique de la croûte accumulée lors de la phase intersismique. Au contraire, si le glissement est limité à la partie profonde du plan de subduction, alors ils participent au chargement de la zone sismogène plus en surface en transférant les charges tectoniques vers la zone sismogène plus en surface.

Par exemple, dans le cas des séismes lents de Shikoku et de Nankai au Japon, la localisation des séismes lents se trouve au niveau de la transition instable-stable sans se propager plus en surface au niveau des ruptures de 1946 (Nankai) et 1944 (Tonankai) (voir figure II.6) [Obara *et al.* (2002)]. De même en Alaska, les séismes lents ont été localisés sous la zone sismogène [Otha *et al.* (2006)]. À l'inverse, les glissements lents du Costa-Rica (2003), semblent se dérouler dans la zone sismogène sans pour autant accommoder l'ensemble du déficit de glissement

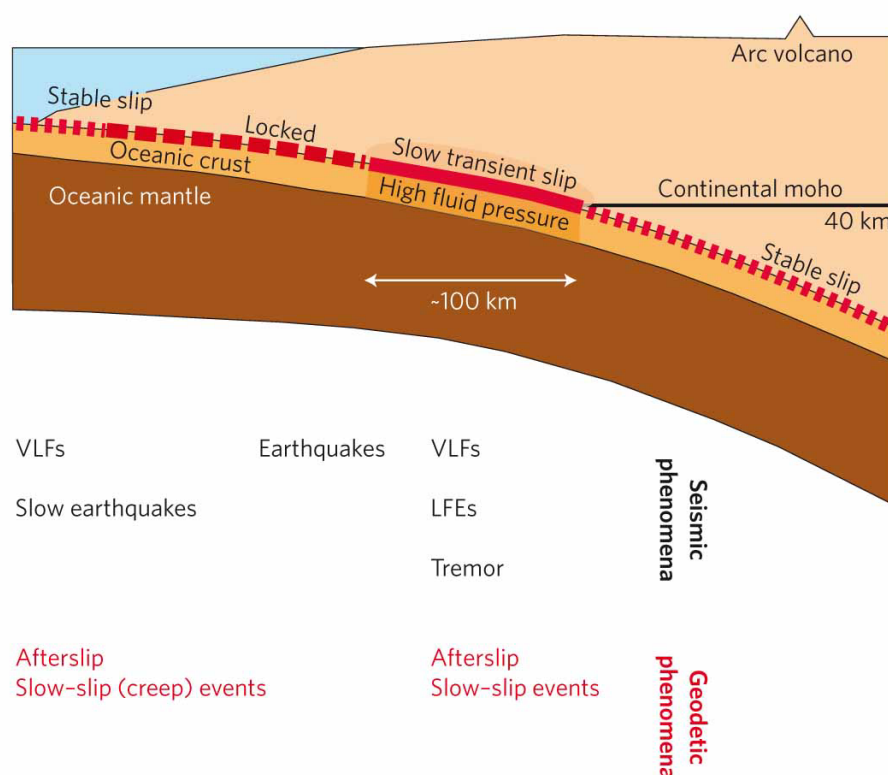


FIGURE II.7 – Localisation des glissements lents dans le cas de la zone de subduction des Cascades d'après *Peng et al. (2010)*. Selon ce modèle, les glissements lents sont initiés dans la zone de transition inférieure instable-stable. Ces glissements seraient possibles grâce la présence, à cet endroit, d'une forte pression de pore.

[Feng et al. (2012)]. Par ailleurs, concernant le Costa-Rica, le lien entre le séisme survenu en septembre 2012 et la présence de séismes lents bien que suspecté n'a pas encore été établi (pas de publications sur cet aspect à ce jour).

Temps de récurrence

L'une des caractéristiques les plus importantes de ces phénomènes est la régularité d'occurrence qui contraste avec les délais de récurrence variables des séismes classiques. Cette récurrence varie selon le site que l'on considère, mais elle semble être une caractéristique forte et durable dans le temps. L'exemple le plus parlant, sans doute, est le cas des séismes lents survenant dans la région des Cascades au Canada (voir figure II.6) qui affichent un temps de récurrence d'un peu plus d'un an (entre 13 et 16 mois) [Dragert et al. (2004)] (voir figure II.8) et qui semble être encore valide aujourd'hui. Pour ce qui est des autres sites, on peut observer un temps de récurrence de 2 ans environ pour le Costa-Rica [Feng et al. (2012), Jiang et al. (2012)] (voir figure II.10), 4 ans au Mexique (Guerrero) [Cotte et al. (2009), Vergnolle et al. (2010), Walpersdorf et al. (2011)] et 5 ans au Japon au niveau de la péninsule de Boso [Ozawa et al. (2007)] (dans ce dernier cas, ce n'est pas à l'aide de la géodésie que cette périodicité a été dégagée mais à l'aide de la sismicité associée).

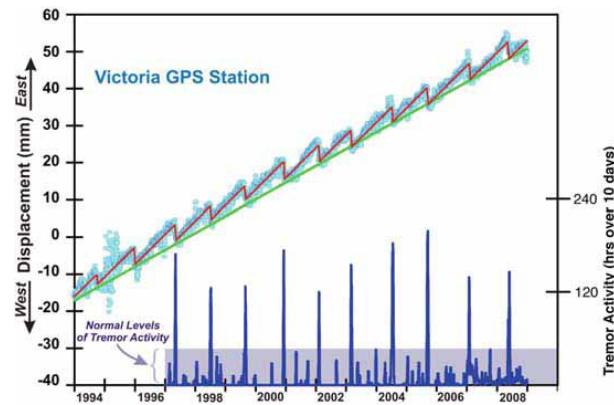


FIGURE II.8 – Série temporelle GPS du déplacement est-ouest de la station permanente Victoria dans la région des cascades (Canada) et activité des trémors non-volcaniques. Figure extraite de *Rubinstein et al. (2010)*.

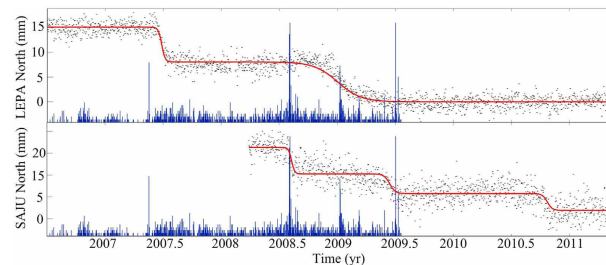


FIGURE II.9 – Série temporelle GPS du déplacement nord-sud de deux stations situées au Costa-Rica (LEPA et SAJU) avec l'activité des trémors non-volcaniques sous forme d'histogrammes de couleur bleu. Figure extraite de *Jiang et al. (2012)*.

Magnitude et Loi d'échelle

Les séismes lents se déroulent sur plusieurs jours ou mois au cours desquels quelques centimètres ou dizaines de centimètres de glissement sont observés sur le plan de faille. Ces glissements affectent de grandes zones de sorte que ces glissements, même de faibles amplitudes, se traduisent pas une magnitude de moment finale significative. Par exemple, deux séismes lents en 2004 et 2005 au Japon dans la région du Tokai ont affiché une magnitude de moment équivalente de l'ordre de 6 [*Hirose et al. (2006)*]. Aux Cascades, un séisme lent survenu fin 1999 avec une magnitude équivalente de $M_w 6.7$ a été observé par inversion des séries temporelles GPS [*Dragert et al. (2001)*]. Au Mexique, le séisme lent de 2002 a produit une magnitude de moment équivalente à 7.5 [*Kostoglodov et al. (2003)*]. Les grandes similitudes entre séismes lents et séismes classiques (déformation en surface, magnitude) posent la question de l'existence d'une loi d'échelle entre magnitude libérée et temps de réalisation à l'image des séismes classiques. L'existence d'une telle loi indiquerait que ces phénomènes sont contrôlés par des mécanismes d'initiation et de propagation identiques [*Ide et al. (2007)*]. Dans le cas contraire, alors les séismes lents et classiques seraient deux modes de relaxations distincts.

Sur la base d'un recensement de différents évènements *Ide et al. (2007)* proposent une loi d'échelle la magnitude M_0 de chaque glissement lent au temps T de réalisation

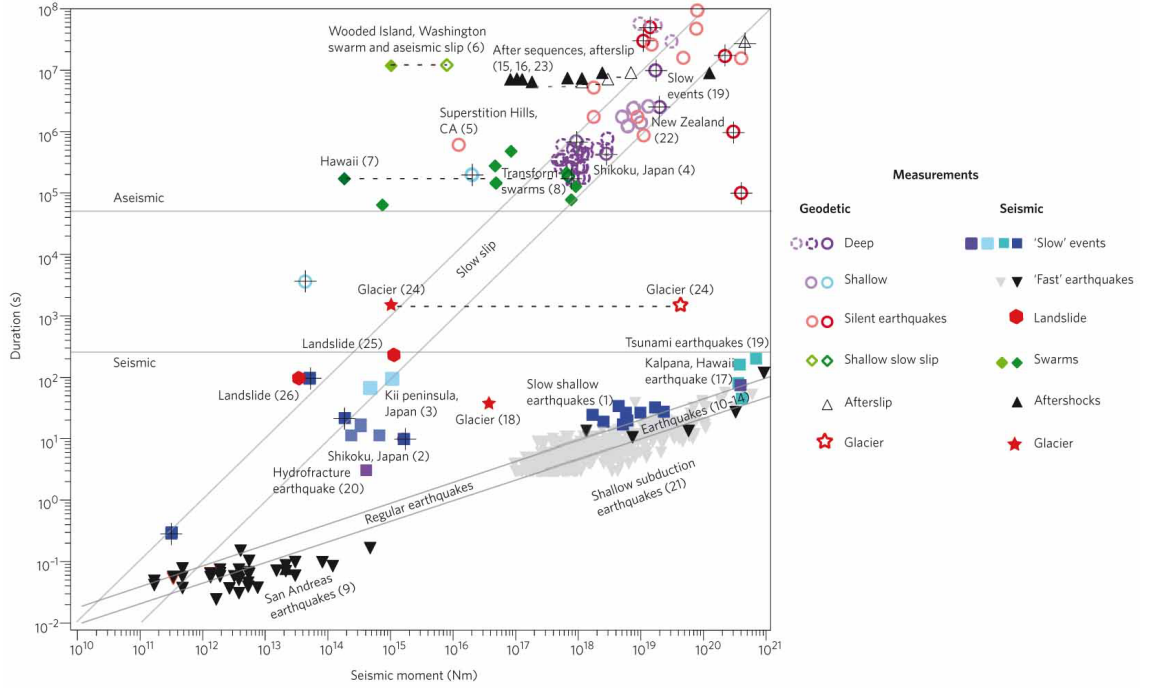


FIGURE II.10 – *Durée du glissement en fonction de la magnitude équivalente pour différents types de glissements. Figure extraite de Peng et al. (2010) complétant celle produite par Ide et al. (2007).*

de la forme :

$$M_0 \simeq T \times 10^{12-13},$$

contre une loi pour les séismes classiques de la forme :

$$M_0 \simeq T^3 \times 10^{15-16}.$$

Ide et al. (2007) précisent que de cette loi d'échelle pour les séismes lents, découle une relation entre la vitesse caractéristique de propagation (L/T) du glissement et la dimension caractéristique (L) de la zone affectée par ce glissement. Cette relation montre, dans le cas d'un changement de contrainte constant, que la vitesse de propagation est proportionnelle à $1/L^2$. Autrement dit, plus la surface affectée par ce glissement est grande et plus la vitesse de propagation est petite et notent que cette relation est consistante face aux caractéristiques de propagation des séismes lents. Ces deux lois d'échelles distinctes doivent refléter deux types de mécanismes différents de propagation des ruptures sur le plan de faille.

Cependant, une deuxième étude plus récente menée par Peng et al. (2010) teste la validité de ces deux lois en recensant plus de cas de figures. Ils observent que si l'on prend en compte l'ensemble des phénomènes assimilables à des glissements lents, alors cette différence comportementale entre glissement lents et glissements rapides devient moins évidente. Ils justifient alors l'existence du vide évoqué par Ide et al. (2007) comme un effet due à un catalogue d'évènements pas assez complet, notamment en raison d'une limitation instrumentale actuelle.

En conclusion, bien qu'il semble y avoir à première vue deux lois d'échelles distinctes, chacune reflétant la relation en magnitude, surface de rupture et temps de réalisation pour des séismes lents ou rapides, il reste un doute sur la signification

qu'il faut attribuer à cette différence : est-ce le signe de deux types de mécanismes de rupture et de propagation de la ruptures distincts ou au contraire le reflet d'une limitation du catalogue d'évènements ?

Séismes lents et trémors non-volcaniques

Les trémors non-volcaniques sont des signaux sismiques très basses fréquences (entre 1 et 10 Hz) durant quelques minutes à quelques heures se propageant à la vitesse des ondes S et dont les pics d'arrivées de train d'ondes sont difficilement identifiables (une synthèse sur les trémors non-volcaniques peut-être trouvée dans [Rubinstein et al. \(2010\)](#)). Plusieurs observations ont mis en évidence une corrélation spatio-temporelle entre les séismes lents et les trémors non-volcaniques (voir figure II.6). Cette corrélation a été observée dans la région des Cascades [[Roger et al. \(2003\)](#)], au Japon [[Obara \(2002\)](#)], au Mexique [[Payero et al. \(2008\)](#)], en Alaska [[Dragert et al. \(2001\)](#)], au Costa-Rica [[Jiang et al. \(2012\)](#)] (voir [Rubinstein et al. \(2010\)](#), [Beroza et Ide \(2010\)](#) pour un aperçu général). On distingue les ETSs (*Episodic Tremors ans Slip*) détectés notamment dans la région des Cascades au Canada [[Dragert et al. \(2001\)](#)], LFEs (*Low Frequency Earthquake*), les VLFs (*Very Low Frequency*) [[Rubinstein et al. \(2010\)](#)] en fonction de la synchronisation de ces trémors avec des glissements lents ou le contenu fréquentiel des signaux. L'origine physique de ces signaux sismiques basses fréquences reste sujet à discussion entre l'augmentation de la pression de pores au niveau de l'interface de subduction par déshydratation de la croûte océanique entrant en subduction [[Obara \(2002\)](#)] ou encore des conditions frictionnelles particulières de l'interface [[Rubinstein et al. \(2010\)](#), [Ghosh et al. \(2012\)](#)]. Plus précisément, [Ghosh et al. \(2012\)](#) ont proposé un modèle pour expliquer l'origine des trémors dans la région des Cascades. Les trémors seraient issus de la propagation du glissement asismique sur une zone qui présenterait des irrégularités frictionnelles (voir figure II.11). Ce dernier modèle implique cependant que les trémors non volcaniques soient localisés au niveau de l'interface de subduction.

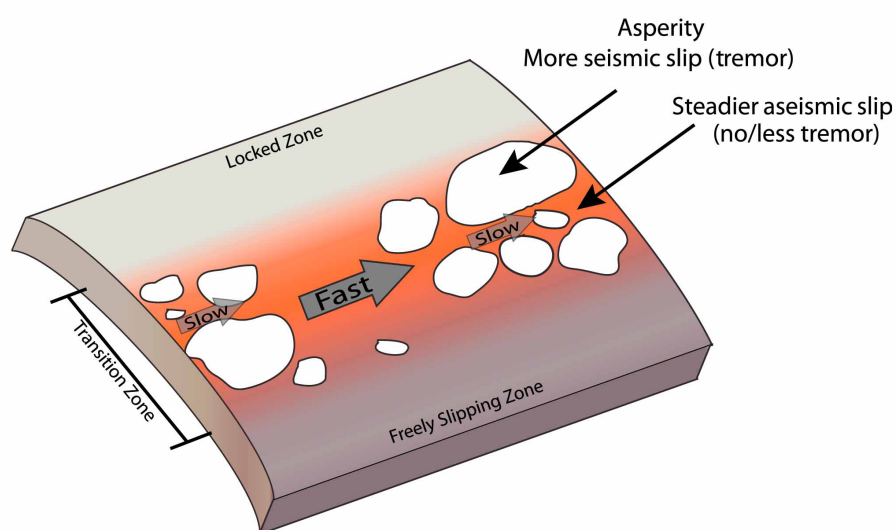


FIGURE II.11 – Schéma de propagation d'un glissement asismique à travers un réseau d'aspérités à la zone de transition inférieure d'une faille de subduction entre glissement stable et instable (d'après [Ghosh et al. \(2012\)](#)).

Ce n'est pas forcément le cas, par exemple dans le cas de Guerrero au Mexique, les trémors non-volcaniques ne sont pas forcément localisés au niveau de l'interface de subduction et bien qu'ils semblent être fortement corrélés en temps aux glissements lents, ils restent détectables lors de la période inter-SSE³. [Payero *et al.* (2008), Zigone *et al.* (2012)]. En l'occurrence, la relocalisation des trémors par Payero *et al.* (2008) indique deux zones d'activités au niveau de la plaque continentale distribuées entre 0 et 40 km de profondeur pour la zone la plus active en 2006. Toutefois l'erreur sur la localisation en profondeur demeure importante et les auteurs n'excluent pas la possibilité que les trémors soient localisés sur l'interface de subduction comme le suggèrent les récents travaux de La Rocca *et al.* (2009), Ghosh *et al.* (2010b) ou Ide *et al.* (2010a). Ils interprètent ces trémors, de "volume", comme résultant de la déshydratation de la croûte océanique produisant des infiltrations importantes dans la croûte continentale. Aussi la relation entre l'activité des trémors dans cette zone de subduction et les séismes lents paraît être une observation solide bien que les mécanismes les reliant reste difficile à établir. La figure II.7 présente les localisations des sources de trémors (zones oranges) en relation avec les zones de l'interface de subduction où se localisent les glissements lents (zones vertes).

Au moment de l'écriture de ce manuscrit, il ne semble pas y avoir eu d'observations publiées sur la présence de trémors ailleurs qu'au niveau de zones de subduction et de la faille de San Andreas [Fletcher *et al.* (2010)]. La présence de trémors non-volcaniques a aussi été détectée entre 20 et 40 km de profondeur au niveau du segment de Cholame à proximité de Parkfield (faille de San Andreas, Californie) [Nadeau *et Dolenc* (2005), Brenguier *et al.* (2008)]. Brenguier *et al.* (2008) constatent que l'activité des trémors doit être gouvernée par les mêmes mécanismes à l'origine du glissement post-sismique de Parkfield après le séisme de 2004 sans pour autant les identifier.

Bien que nous n'abordions pas cet aspect au cours de ce travail de thèse, il est intéressant de noter que l'étude conjointe des trémors non-volcaniques et des séismes lents peut permettre de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de ces déformations et de leur propagation. Ils ouvrent une fenêtre sur le comportement profond des zones de subduction encore peu compris aujourd'hui [Rubinstein *et al.* (2010)].

Mécanismes

Les mécanismes à l'origine de l'initiation des séismes lents restent difficiles à établir. La chute de contrainte associée à ces phénomènes est de deux ordres de grandeur inférieure à celle des séismes classiques (1-10 MPa pour les séismes classiques contre 0.01-0.1 MPa pour les séismes lents [Ide *et al.* (2007)]) ce qui laisse penser que ces glissements lents surviennent dans des zones de failles où la résistance à la contrainte cisailante est relativement faible, comme évoqué par exemple dans le cas des séismes lents d'Alaska [Ohta *et al.* (2006)]. La plupart des travaux de modélisations numériques sur la base de lois de frictions de type *rate-and-state* aboutissent à la conclusion qu'il est nécessaire, pour générer spontanément des glissements lents dans la zone de transition inférieure, d'avoir une contrainte normale effective faible et une distance caractéristique de glissement D_c importante. Autrement dit que la surface affectée (caractérisée par L_c) par l'instabilité frictionnelle doit être suffisamment grande pour initier un glissement lent. L'origine de cette instabilité peut-être

3. SSE : Slow Slip Event ou séisme lent

alors tout ce qui peut affecter cette contrainte normale effective.

Un modèle pour expliquer la limitation de la vitesse de propagation des glissements lents (bien inférieure à celle des séismes classiques) est proposé par [Segall *et al.* \(2010\)](#). Ce modèle considère que le glissement lent s'accompagne une dilatation des volumes de roches et donc d'une diminution de la pression de pore dans le milieu. Les liquides piégés dans les interstices de la surface de contact se trouveraient aspirés augmentant ainsi la contrainte normale effective et donc la force de friction. Ce mécanisme permettrait de limiter la vitesse de propagation du glissement sur le plan de subduction. Ce mécanisme pourrait être à l'origine des deux lois d'échelles évoquées par [Ide *et al.* \(2007\)](#), la nature et les propriétés physico-chimiques de l'interface de contact pouvant favoriser ou non l'apparition de ce type de phénomène.

II.4 Résumé déformations transitoires

Les déformations transitoires incluent une grande variété de phénomènes qui complexifie notre vision du cycle sismique. L'étude de ces déformations nous apporte des informations sur les mécanismes de contrôle du cycle sismique et permet de mieux se représenter les conditions frictionnelles de l'interface de contact des failles actives. À titre d'exemple, on peut citer les travaux de [Jolivet *et al.* \(2011\)](#) qui ont pu proposer à partir de mesure interférométriques un schéma comportemental de la faille de Haiyuan en Chine (voir figure II.12).

Néanmoins, il est difficile sans connaissance préalable sur la nature des matériaux et des processus géologiques en cours, d'extrapoler le comportement d'une faille uniquement à partir de mesures du glissement en surface quelque soit la technique envisagée. L'information apportée par la sismicité (notamment sa distribution), la paléosismicité, ou des informations sur la nature des matériaux en contacts au niveau de la faille (par exemple le projet SAFOD⁴), constituent des informations importantes qui permettent d'affiner l'analyse effectuée à partir des glissements détectés en surface. Ainsi, on ne peut que proposer un schéma comportemental d'une faille qui ne peut se confirmer que si l'on dispose d'un recul sur le cycle sismique. Ceci souligne l'importance de pouvoir suivre l'évolution comportementale d'une faille sur plusieurs cycles de ruptures.

4. voir le chapitre 5 section V.1.1

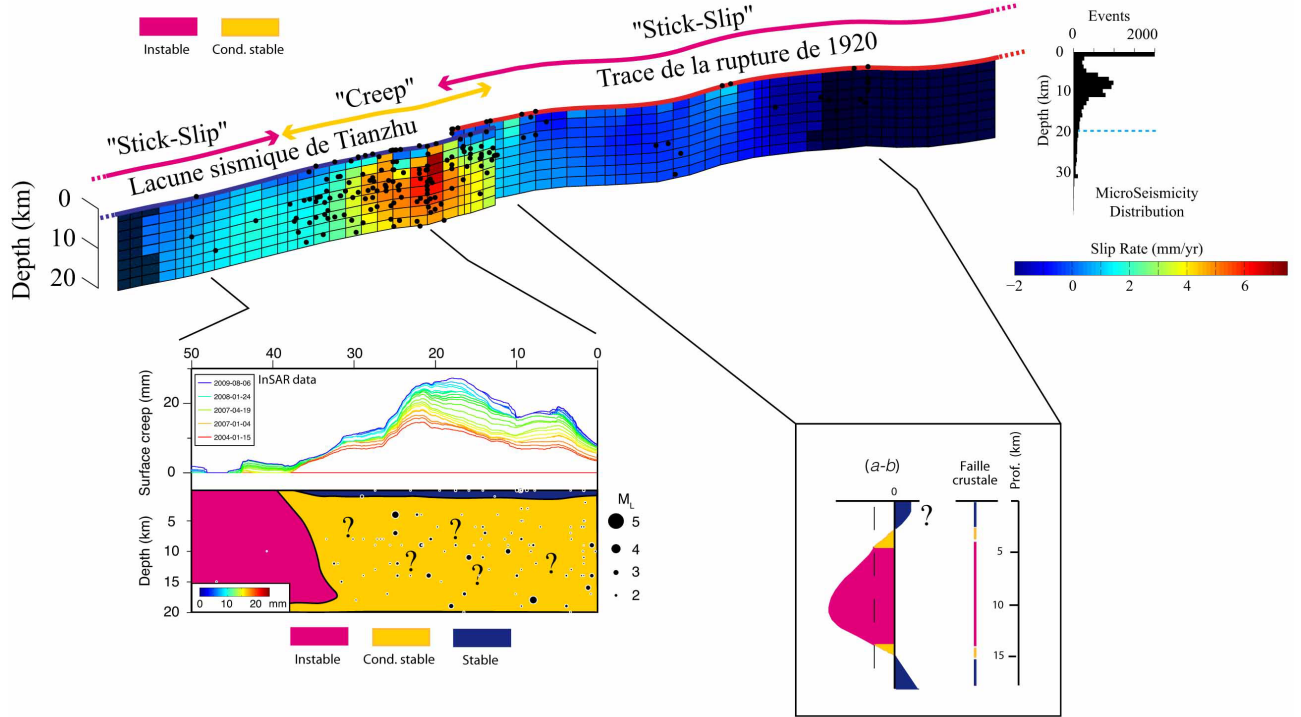


FIGURE II.12 – Estimation de la distribution spatiale du glissement intersismique sur le plan de la faille de Haiyan au niveau de la lacune sismique de Tianzhu (Chine) (figure du haut). Inversion calculée à partir de données InSAR (voir Jolivet et al. (2011) pour plus de détails sur la chaîne de traitement utilisée). Les auteurs proposent une distribution du signe du paramètre composé $(a-b)$ sur la faille au niveau de la lacune de Tianzhu (figure bas-gauche) en parallèle de l'évolution spatio-temporelle du glissement mesuré en surface. La couleur rouge caractérise les zones instables de la faille, le jaune, les zones conditionnellement stables et enfin, le bleu pour les zones stables. Figure tirée de la thèse de Jolivet Romain.

RADAR à synthèse d'ouverture et interférométrie RADAR différentielle

Sommaire

III.1 Introduction	30
III.1.1 Aperçu	30
III.1.2 Du RADAR à l'imagerie RADAR	32
III.1.3 Recalage ou correction géométrique des images RADAR	37
III.2 L'interferométrie SAR différentielle	40
III.2.1 Ecriture mathématique	40
III.2.2 Baseline perpendiculaire B_{\perp}	42
III.2.3 Estimation de la qualité de la mesure : la cohérence	45
III.2.4 Choix des paires interférométriques, méthode des "Small-Baselines"	49
III.3 Des interférogrammes aux cartes de déplacements	51
III.3.1 Déroulement de phase	51
III.3.2 Moyenne pondérée, vitesse moyenne de déformation	53
III.3.3 Analyse en série temporelle	53
III.3.4 Géoréférencement et ligne de visée	55
III.4 Biais Atmosphériques	56
III.4.1 Position du problème	57
III.4.2 Méthodes de corrections	59
III.4.3 Conclusion, correction atmosphérique	63
III.5 Logiciels de traitement des données SAR	63
III.5.1 RoiPAC	64
III.5.2 NSBAS	64
III.5.3 GAMMA	66

Nous introduisons dans ce chapitre quelques éléments méthodologiques concernant le traitement interférométrique. Sans être exhaustif, cette partie abordera la synthèse d'ouverture permettant de générer l'image radar à partir de la donnée brute, du traitement interférométrique, quelques méthodes d'amélioration du rapport signal sur bruit et enfin la production de cartes de déplacement. Tout au long de ce travail de thèse, deux chaînes de traitement ont été utilisées : NSBAS et GAMMA qui seront présentées en fin de chapitre, même si elles pourront être évoquées avant.

Le lecteur intéressé par plus de développements sur la méthodologie peut se référer à [Hanssen \(2001\)](#), [Cumming et Wong \(2005\)](#), [Massonnet et Souyris \(2008\)](#).

III.1 Introduction

III.1.1 Aperçu

Le suivi des déformations en surface associées au cycle sismique nécessite la possibilité de mesurer des déplacements de quelques millimètres par an (par exemple dans le cas de glissements intersismiques le long d'un faille ou encore dans le cas de subsidence) à quelques mètres (dans le cas d'une déformation de la surface à la suite d'un séisme). Ces déformations présentent souvent un gradient spatial très faible de quelques millimètres ou mètres distribués sur plusieurs kilomètres ou centaines de kilomètres. Différentes méthodes, souvent complémentaires, sont possibles pour réaliser ce type de mesures parmi lesquelles se trouve une technique dérivée de l'imagerie RADAR¹ à synthèse d'ouverture (SAR²) : *l'interferométrie RADAR différentielle* satellitaire (DInSAR ou plus souvent : InSAR).

Cette méthode consiste à envoyer depuis une plateforme satellitaire une onde électromagnétique (longueur d'onde du centimètre au mètre, aussi appelé domaine des hyperfréquences) en direction du sol puis d'en enregistrer l'écho (le signal rétrodiffusé par le sol) dont on tire, après traitement, une amplitude et une phase. L'amplitude du signal est liée aux caractéristiques géométriques, notamment, la dimension caractéristique de la rugosité de la scène au regard de la longueur d'onde du signal émis λ , les mécanismes de rétrodiffusion (arbres, bâtiments, topographie) ainsi que les propriétés diélectriques des cibles se trouvant au sol et éclairées par l'onde incidente. Quant à la phase du signal, elle est reliée au trajet parcouru par l'onde entre le satellite et le sol, ainsi qu'aux caractéristiques physiques et géométriques des cibles. C'est la phase du signal qui est exploitée en interférométrie RADAR. On répète cette opération sur la même zone géographique autant de fois que nécessaire avec un intervalle de temps correspondant au mieux à la période de passage du satellite (dans notre cas), puis on compare chacune des acquisitions entre elles. L'interferométrie consiste donc à comparer les différentes valeurs de la phase du signal pour une même cible au cours des différentes acquisitions. Le principe est le suivant : dans le cas de conditions d'acquisition strictement identiques (superposition exacte des orbites entre deux acquisitions successives, pas de délai troposphérique, pas de déplacement du sol ou de changement de sa nature), nous devrions avoir pour une cible donnée le même trajet satellite-cible et donc la même valeur de phase pour deux acquisitions successives. Cependant, si entre ces deux acquisitions la cible a été déplacée par un mouvement du sol (séisme, subsidence ...), alors le trajet satellite-cible se trouve modifié et la valeur de phase change. Ainsi, en faisant la différence des phases entre deux acquisitions il est possible d'estimer le déplacement du sol survenu entre-temps (voir figure III.1).

L'interferométrie RADAR différentielle appliquée aux géosciences est une méthode de mesure relativement récente dont l'une des premières évocations fut donnée par [Gabriel et al., \(1989\)](#) et démontrée dans le cas de l'estimation du déplacement cosismique du séisme de Landers en 1992 par [Massonnet et al., \(1993\)](#). Par rapport

1. RADAR : RAdio Detection And Ranging

2. SAR : Synthetic Aperture RADAR, ou RSO en français pour RADAR à Synthèse d'Ouverture

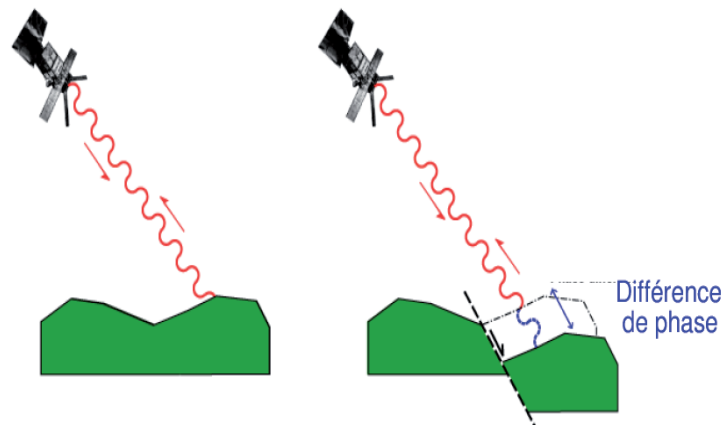


FIGURE III.1 – Exemple de géométrie d'acquisition idéale : le trajet de l'onde et donc le nombre de cycle de phase ne dépendent que de la distance Satellite-Cible. Si entre deux acquisitions le sol bouge, alors le trajet est rallongé et la valeur de phase mesurée change (figure de droite, partie bleu).

aux autres techniques de mesures (nivellement, distancemètres, GPS³, corrélation d'images optiques) l'InSAR satellitaire présente l'avantage d'hériter des caractéristiques propres au RADAR à savoir la possibilité d'imager la zone d'intérêt quelque soit la couverture nuageuse, de jour comme de nuit. Elle permet surtout de fournir une mesure précise (millimétrique) des déplacements en surface et spatialement continue : une information critique pour l'étude des phénomènes tectoniques. Enfin, l'acquisition satellitaire permet de couvrir des événements sismiques ayant eu lieu dans des régions parfois difficiles d'accès et donc peu instrumentées permettant ainsi de diversifier les cas d'études.

L'InSAR constitue cependant encore aujourd'hui un domaine de recherche très actif, notamment en ce qui concerne la mise au point de méthodes de correction des biais sur la mesure des différences de phase comme l'amélioration de la cohérence (voir partie III.2.3), la compensation des effets atmosphériques ou encore la correction des erreurs sur les modèles numériques de terrain, la correction des erreurs de déroulement de la phase (cf partie III.2.2). Néanmoins, elle trouve déjà un grand nombre d'applications en génie civil, glaciologie, suivi des subsidences et bien sûr l'estimation des grands déplacements tectoniques (déplacement cosismique ou transitoires).

En conséquence, il apparaît que, malgré quelques verrous techniques qui restent à résoudre, son utilisation va se généraliser de plus en plus en géosciences notamment pour le suivi des déformations transitoires des failles actives (de faibles amplitudes et variable dans le temps) avec l'arrivée de nouvelles générations de satellites dédiés à l'interferométrie dont le programme européen Sentinel 1⁴ ainsi que le programme Japonnais ALOS-2⁵.

3. GPS : Global Positionning System

4. site de l'ESA : http://www.esa.int/Our_Activities/Operations/GMES_Sentinels, dernière consultation: juin 2013.

5. Plus d'information sur ALOS-2 peuvent être trouvées sur le site : <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/a/alos-2>, dernière consultation: Août 2013

III.1.2 Du RADAR à l'imagerie RADAR

Principes de fonctionnement

Le RADAR est une technique de télédétection active qui permet de détecter des cibles distantes à partir de l'émission et de la réception d'une impulsion électromagnétique en hyperfréquence. Le domaine des ondes en hyperfréquences est subdivisé en différent sous-domaines ou bandes, en fonction de la longueur d'onde considérée (exemple de fréquences dans le tableau III.1). Par exemple, dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé la bande C.

Bandes	X	C	S	L	P
fréquence centrale	8-12.5 GHz	4-8 GHz	2-4 GHz	1-2 GHz	0.3-1 GHz
longueur d'onde	2.4-3.75 cm	3.75-7,5 cm	7.5-15 cm	15-30 cm	30-100 cm

TABLE III.1 – *Bandes RADAR et fréquences centrales correspondantes de capteurs satellitaires ou aéroportés utilisables à ce jour.*

La technologie RADAR, développée au cours de la première moitié du 20^{ième} siècle notamment dans le contexte de la seconde guerre mondiale, est aujourd'hui largement utilisée dans le cadre d'applications civiles telles que la météorologie, la surveillance aérienne et maritime. L'idée d'utiliser le RADAR pour imager la surface du sol fut introduite assez tôt, avec comme objectif de compenser l'incapacité pour les capteurs optiques traditionnels à pouvoir fournir des images de nuit ou dans des mauvaises conditions météorologiques. Les premiers imageurs RADAR se composaient d'une antenne aéroportée orientée latéralement à la direction du porteur et visant le sol (voir figure III.2). Au cours du déplacement de la plateforme l'antenne émet une série d'impulsions électromagnétiques (avec une fréquence caractéristique d'émission nommée PRF⁶) qui se réfléchissent sur les cibles présentes à la surface et reviennent vers l'antenne RADAR en mode réception. Chaque écho RADAR prend la forme d'un chronographe où chaque cible détectée est rangée en fonction de sa distance à l'antenne ou plus exactement par le temps d'aller-retour de l'impulsion. L'image brute RADAR se construit par l'enregistrement successif de chaque écho au cours du déplacement de la plateforme porteuse de l'antenne (la direction prise par le porteur ou la plateforme définissant l'axe azimutal de l'image). Cependant, la résolution d'un tel dispositif ne permet pas d'obtenir de façon native le niveau de résolution d'un capteur optique : l'image brute RADAR doit être traitée en distance (compression) et en azimut (focalisation) afin d'améliorer cette résolution.

Compression en distance

La résolution du RADAR en distance δr_{raw} (figure III.2) s'exprime en fonction de la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans l'air c et de la durée de l'impulsion émise τ , selon :

$$\delta r_{raw} = \frac{c\tau}{2}, \quad (III.1)$$

6. PRF : Pulse Repetition Frequency

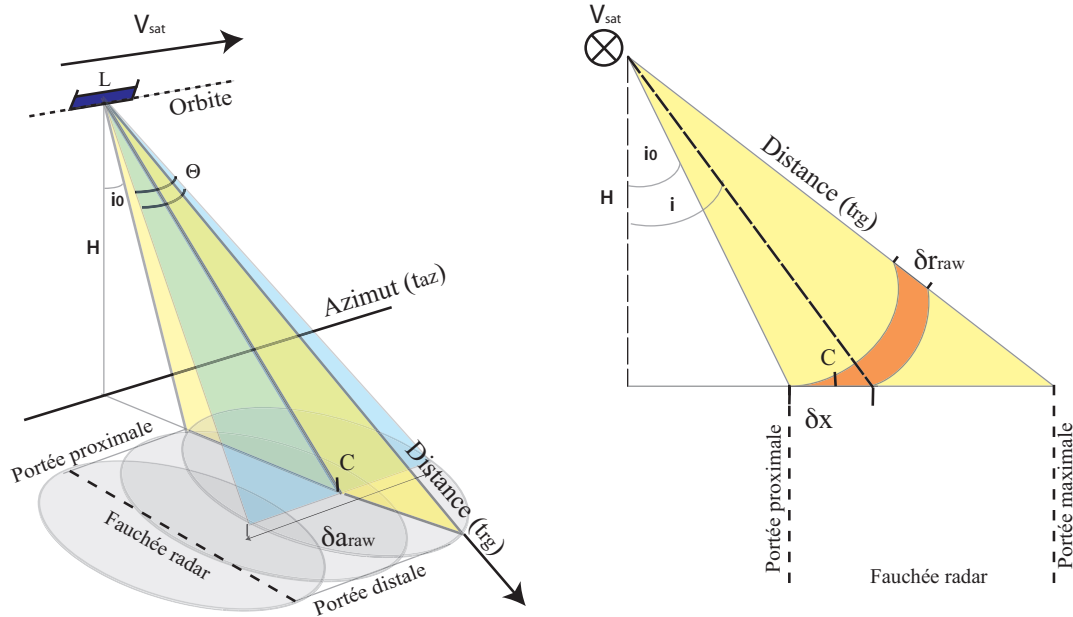


FIGURE III.2 – Géométrie d'acquisition d'un système RADAR à visée latérale. Résolution en distance δr_{raw} et en azimuth δa_{raw} . La figure de gauche montre cette géométrie en perspective et la figure de droite avec une vue perpendiculaire à la direction du porteur. L'image RADAR couvre toute la surface délimitée entre la portée proximale (couramment appelée "near range") et la portée distale ("far range"). Les ellipses grises représentent l'empreinte au sol balayée par chaque impulsion du faisceau RADAR (dont la puissance à la réception est seuillée à 3dB). La fréquence d'émission des pulses (PRF) est définie de sorte que chaque cible au sol soit couverte à plusieurs reprises par l'empreinte RADAR lors du déplacement de la plateforme (voir aussi figure III.3). L'image RADAR se construit par l'enregistrement successif des échos RADAR (axe de distance ou range échantillonnée à la fréquence f_d) suite à chaque impulsion émise par l'antenne à la fréquence PRF puis ordonnés dans le sens du déplacement de la plateforme (axe azimuthal). Avant synthèse de l'image, l'axe azimuthal est repéré par la variable t_{az} (temps azimuthal dont le pas en temps vaut $1/PRF$) et l'axe de distance par t_{rg} (temps en distance dont le pas en temps est de $1/f_d$).

soit, en notant i l'angle d'incidence locale, une résolution au sol δx de :

$$\delta x = \frac{c\tau}{2 \sin(i)}. \quad (\text{III.2})$$

La résolution en distance δr_{raw} est indépendante de la distance (R) au capteur (avantage sur l'optique). Il paraît possible d'obtenir une résolution arbitrairement fine en choisissant un temps d'émission τ arbitrairement petit. Toutefois, l'émission d'une impulsion infiniment brève n'est pas réalisable car cela nécessite de pouvoir émettre une certaine quantité d'énergie dans un temps infiniment court. À titre d'illustration, pour un temps d'émission (d'un pulse radar) τ de $30 \mu\text{s}$ (temps d'émission de l'antenne ASAR d'envisat en mode stripmap-I2) et une vitesse lumière de 3.10^5 km.s^{-1} , la résolution en distance intrinsèque du système sera d'environ 4,5 km. Pour améliorer cette résolution, les systèmes RADAR émettent un signal modulé linéairement en fréquence, ou *chirp*, sur une bande passante B_{chirp} . Cela permet

d'obtenir, par traitement du signal des échos reçus, une résolution bien supérieure de sorte que la résolution en distance finale après traitement du signal reçu devient :

$$\delta r_{rc} \simeq \frac{c}{2.B_{\text{chirp}}}. \quad (\text{III.3})$$

Ainsi, plus la bande passante est large, plus la résolution en distance devient fine. Par exemple, avec une bande passante B_{chirp} de 20 MHz, nous obtenons une résolution finale de 7,5 mètres.

D'un point de vue mathématique, la compression en distance peut se formuler comme le produit de convolution de l'écho RADAR par la conjuguée d'une fonction de référence. Cette fonction de référence représente le modèle de réponse RADAR pour une cible ponctuelle. Elle est contruite à partir des caractéristiques techniques de l'antenne RADAR : la bande passante B_{chirp} et la durée de l'impulsion τ . Si l'on considère $s_{\text{raw}}(t_{\text{az}}, t_{\text{rg}})$ le signal RADAR brut (*raw*) (voir exemple de données brutes à la figure III.4 (a)) et $S_{\text{rc}}(t_{\text{az}}, t_{\text{rg}})$ l'image RADAR compressée en distance avec t_{az} le temps azimutal et t_{rg} le temps en distance (voir figure III.2) alors⁷ :

$$S_{\text{rc}}(t_{\text{az}}, t_{\text{rg}}) = s_{\text{raw}}(t_{\text{az}}, t_{\text{rg}}) \otimes_{\text{rg}} \text{ref}_{\text{rg}}^*(-t_{\text{rg}}), \quad (\text{III.4})$$

où \otimes_{rg} désigne le produit de convolution selon la direction range, $\text{ref}_{\text{rg}}^*(-t_{\text{rg}})$ la conjuguée de la fonction de référence avec inversion du sens du temps, définie comme :

$$\text{ref}_{\text{rg}}(t_{\text{rg}}) = \exp(i\pi K t_{\text{rg}}^2), \quad (\text{III.5})$$

avec,

$$K = \frac{B_{\text{chirp}}}{\tau}. \quad (\text{III.6})$$

L'effet de la compression en distance peut être visualisé à la figure III.4 où l'on peut voir l'amplitude de l'image brute III.4(a) et l'amplitude de l'image compressée en distance III.4(c) avec à droite l'évolution correspondante de la phase pour une cible choisie arbitrairement III.4(b et d).

Focalisation azimutale

La résolution azimutale δa_{raw} est contrôlée par la distance R (satellite-cible) et par l'ouverture azimutale du faisceau RADAR (Θ) (voir figure III.3). L'ouverture azimutale est elle-même déterminée par la dimension physique de l'antenne RADAR (L) et de la longueur d'onde du signal émis (λ) selon (de façon simplifiée) :

$$\delta a_{\text{raw}} = R.\Theta = R.\frac{\lambda}{L}. \quad (\text{III.7})$$

7. Rappel : cette convolution revient à un produit dans l'espace de Fourier de sorte que $S_{\text{rc}}(t_{\text{az}}, t_{\text{rg}}) = \text{IFFT}(\text{FFT}(s_{\text{raw}}(t_{\text{rg}})).\text{FFT}^*(\text{ref}_{\text{rg}}))$, avec $\text{FFT}^*(\text{ref}_{\text{rg}}(t_{\text{rg}})) = \text{FFT}(\text{ref}_{\text{rg}}^*(-t_{\text{rg}}))$, FFT et IFFT étant respectivement la transformation de Fourier et sa transformation inverse. Cette dernière notation ne respecte pas la normalisation de l'amplitude.

plateforme en déplacement et forme un historique de phase $\phi(t_{az})$. Cet historique de phase s'apparente à une modulation Doppler $f_D(t_{az})$ d'une valeur de phase de référence (ϕ_0) correspondant à la distance R_0 entre le satellite et la cible au sol pour laquelle la cible se trouve au centre du faisceau (voir figure III.3), montré ici sans démonstration [Cumming et Wong, 2005, Curlander et McDonough, 1991, Massonnet et Souyris, 2011] :

$$\phi(t_{az}) = \frac{4\pi}{\lambda} R(t_{az}) = \phi_0 + 2\pi \cdot f_D(t_{az}) \cdot t_{az}, \quad (\text{III.8})$$

$$\text{avec, } \begin{cases} \phi_0 = \frac{4\pi}{\lambda} R_0 \\ f_D(t_{az}) = D_c + f_R \cdot t_{az} \end{cases} \quad (\text{III.9})$$

avec, D_c le centroïde Doppler, tel que :

$$D_c = -\frac{2\vec{R}_0 \cdot \vec{V}_{sat}}{\lambda R_0} = -\frac{2V_{sat} \sin \gamma}{\lambda}, \quad (\text{III.10})$$

et, f_R le taux Doppler, tel que :

$$f_R \approx \frac{-2V_{sat}^2}{\lambda R_0}. \quad (\text{III.11})$$

On peut noter que les paramètres Doppler, contrôlant la modulation du signal azimutal, dépendent totalement de la géométrie d'acquisition. Cette géométrie n'est pas constante et on observe parfois une différence significative du centroïde Doppler entre deux acquisitions. L'estimation de ces paramètres est importante car elle permet de construire la fonction de référence ($\text{ref}_{az}(t_{az})$) qui servira à focaliser l'image. On peut déterminer les paramètres Doppler à partir des paramètres de vol de la plateforme mais cette méthode peut manquer de précision notamment en ce qui concerne le centroïde Doppler (très sensible aux erreurs d'orbites). Néanmoins, ces paramètres (le Doppler centroïde et le taux Doppler) peuvent être affinés directement à partir des données brutes. Pour plus de détails sur ce dernier aspect, le lecteur peut s'orienter vers les références suivantes : Cumming *et* Wong (2005), Massonnet *et* Souyris (2008), Madsen (1988).

Après l'opération de focalisation, la résolution finale δa_{foc} en azimuth obtenue devient [Cumming et Wong, 2005] :

$$\delta a_{foc} \approx \frac{L}{2}. \quad (\text{III.12})$$

La résolution azimutale est indépendante de la longueur d'onde λ du signal émis ainsi que de la distance R porteur-sol, elle est fixe pour toute l'image RADAR. Dans le cas des satellites Envisat et ERS (Bande C) qui possèdent une antenne de longueur L de 10 mètres, la résolution azimutale après focalisation est de 5 mètres.

Mathématiquement, la formulation de la focalisation en azimuth est identique à celle de la compression en distance à ceci près qu'elle s'applique le long de l'axe d'azimut (t_{az}). Si l'on considère l'image synthétisée (résultat final) $S_{slc}(t_{az}, t_{rg})$ ⁹ la focalisation prend la forme suivante :

$$S_{slc}(t_{az}, t_{rg}) = S_{rc}(t_{az}, t_{rg}) \otimes_{az} \text{ref}_{az}^*(-t_{az}), \quad (\text{III.13})$$

9. SLC (Single Look Complexe) est l'image issue des opérations de synthèses à savoir : la compression en distance et la focalisation azimutale.

Comme évoqué précédemment, la fonction de référence $\text{ref}_{az}(t_{az})$ est construite à l'aide des paramètres de navigation du porteur (dans notre cas, un satellite) et par ajustement à l'aide des données brutes, afin de compenser la modulation Doppler du signal rétrodiffusé [Cumming et Wong, 2005], soit, en respectant la notation précédente :

$$\text{ref}_{az}(t_{az}) = \exp(i\pi f_D(t_{az}).t_{az}). \quad (\text{III.14})$$

L'effet de la focalisation azimutale sur l'image compressée en distance peut être visualisé figure III.4(c et e) pour l'amplitude et III.4(d et f) pour la phase d'une cible choisie arbitrairement.

En conclusion, la construction des fonctions de référence azimutales qui permettent de focaliser l'image dépendent fortement de la géométrie d'acquisition qui varie à chaque nouveau passage du satellite, notamment le centroïde Doppler (D_c) qui dépend du produit scalaire $\vec{R}_0 \cdot \vec{V}_{sat}$, mais aussi de l'angle d'incidence i . L'historique de phase du signal, contrôlé par les paramètres Doppler, définit le contenu fréquentiel de l'image RADAR compressée en distance. Dans le cadre d'une application interférométrique différentielle, une trop grande variation du centroïde Doppler, due à celle de la géométrie d'acquisition, entraîne une grande variation du contenu fréquentiel des images focalisées et peut se traduire *in fine* par une limitation de la qualité des interférogrammes [Hanssen (2001)]. Nous verrons par la suite quelles sont les opérations effectuées sur les images RADAR brutes et focalisées qui permettent d'améliorer la qualité des interférogrammes calculés à partir d'images présentant une trop grande différence de centroïde Doppler.

Pour finir, la synthèse d'ouverture aboutit à une image RADAR dont la résolution en distance et en azimut sont invariantes en tout point de l'image et à chaque pixel sont associées une amplitude A et une phase ϕ_0 (que l'on notera Φ par la suite).

III.1.3 Recalage ou correction géométrique des images RADAR

Avant de procéder au calcul d'un interférogramme à partir de deux images, il est nécessaire que chaque paire de pixels (chacun correspondant à une image) couvre exactement la même zone géographique. Cette condition n'est généralement pas respectée car la géométrie d'acquisition entre deux images change (orbites légèrement différentes, angle d'incidence ...). Il est donc nécessaire d'ajuster les deux images entre elles selon la même géométrie afin de pouvoir calculer l'interférogramme. C'est l'étape de la correction géométrique des images RADAR focalisées ou coregistration, qui est l'une des plus importantes dans la chaîne de production des interférogrammes car elle contrôle la cohérence finale de l'interférogramme et donc, doit être précise à la fraction de pixel près (1/10 de pixel).

Dans le cas de plusieurs acquisitions, la coregistration de l'ensemble des images peut se faire sur un unique modèle, celui d'une image prise comme référence. Il n'existe pas de règle précise pour choisir cette image de référence dans le jeu de données bien que Hooper *et al.*, (2007a) utilisent un critère de qualité défini *a priori* à partir des paramètres d'orbites de chaque acquisition pour choisir l'image qui permettra de produire le plus de couples interférométriques avec un bon niveau de cohérence. Ce critère (ρ_i) est estimé pour chaque acquisition et se base notamment sur la distribution des baselines perpendiculaires (B_{\perp}^i) (voir partie III.2.2 et figure

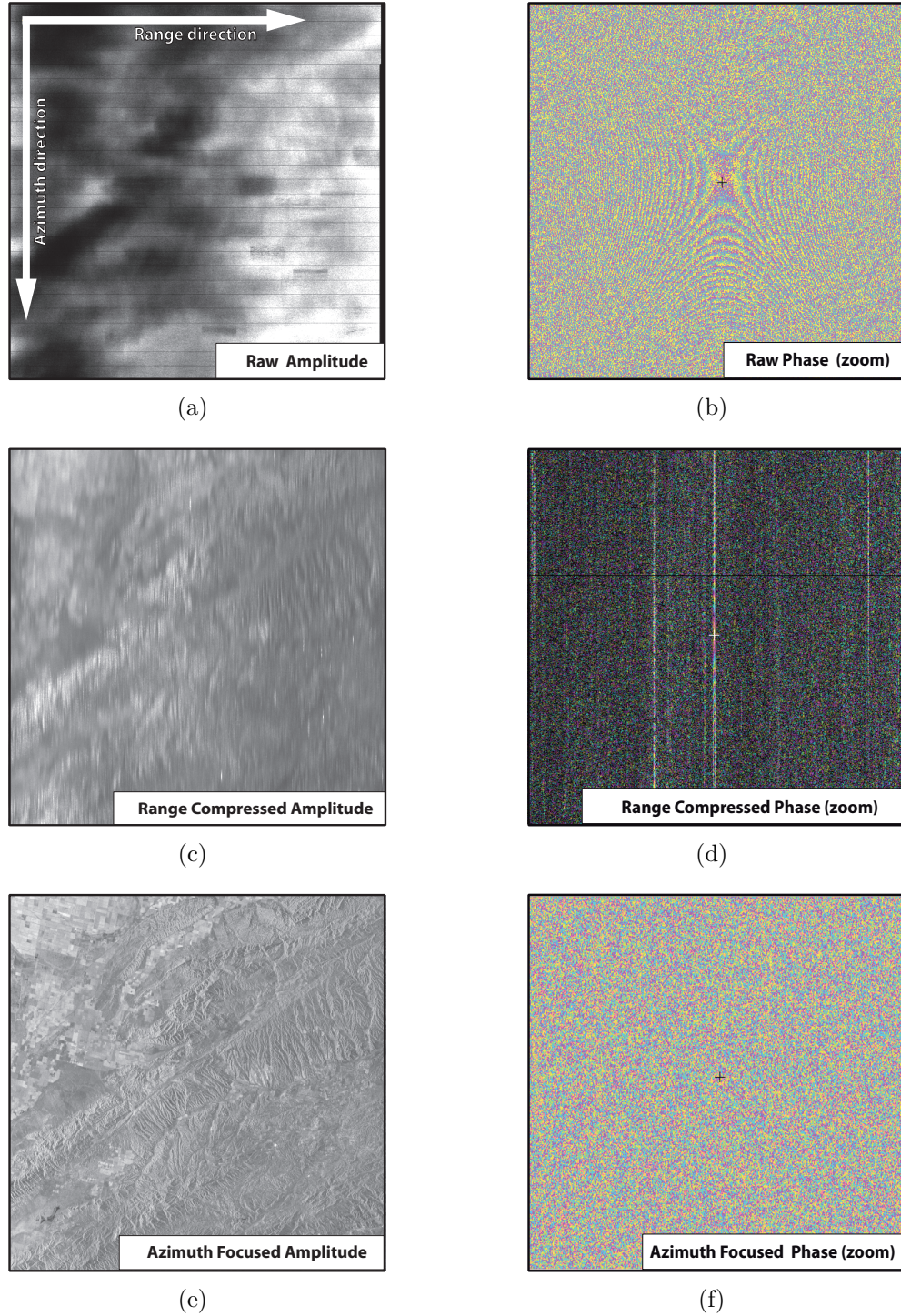


FIGURE III.4 – *Processus de focalisation appliqué sur une acquisition couvrant le site de Parkfield (T256 présentée en géométrie RADAR). Les vignettes de gauche présentent l'évolution de l'amplitude au cours du processus : donnée brute (a), image compressée en distance (c), image finale après compression, focalisation et Multi-looking (e). Les vignettes de droite montrent l'évolution de la phase d'un réflecteur particulier au cours du processus de focalisation : phase donnée brute (b), après compression en distance (d), après compression, focalisation et Multi-looking (f). On peut remarquer sur la figure (a) la taille de la cellule de résolution du satellite Envisat qui prend une forme rectangulaire. Les images d'amplitude couvrent approximativement une surface de 100 km * 100 km. Nb : une étape importante n'est pas représentée ici qui est la compensation de la migration pixelaire (voir [Cumming et Wong \(2005\)](#)).*

III.5), des différences de Dopplers centroïdes (δD_c^i) entre l'image testée et toutes les autres, les intervalles de temps ou *baseline temporelle* (T^i) et d'une estimation du bruit thermique du capteur (ρ_{therm}), selon :

$$\rho_i = \left(1 - f\left(\frac{B_{\perp}^i}{B_{\perp}^{\text{ref}}}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{\delta D_c^i}{\delta D_c^{\text{ref}}}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{T^i}{T^{\text{ref}}}\right)\right) \cdot \rho_{\text{therm}}. \quad (\text{III.15})$$

Les grandeurs B_{\perp}^{ref} , δD_c^{ref} , T^{ref} représentent les valeurs de référence (arbitraires) pour la baseline perpendiculaire, la différence de Doppler centroïde et l'écart entre deux dates d'acquisitions respectivement. La fonction $f(x)$ est définie de sorte que :

$$f(x) = \begin{cases} 1, & \forall x \geq 1 \\ x, & \forall x \leq 1 \end{cases}, \quad (\text{III.16})$$

L'indice i désigne la i ème paire interférométrique toutes définies avec l'image testée (i prenant les valeurs de 1 à $N-1$, où N est le nombre d'acquisitions). Le test est effectué sur chaque acquisition tour à tour et le choix final de l'image de référence est porté sur celle qui maximisera la somme des ρ_i :

$$\sum_{i=1}^{N-1} \rho_i = \max, \quad (\text{III.17})$$

Ce critère est repris par la chaîne de traitement NSBAS pour proposer automatiquement une image de référence. Pour Gamma, le choix est laissé à l'opérateur mais dans les deux cas, NSBAS et GAMMA, plusieurs essais sont parfois nécessaires pour choisir la meilleure image de référence.

Le modèle de correction géométrique est estimé à l'aide d'outils de corrélation d'images disponibles que l'on applique sur l'amplitude. À partir des estimations de décalages obtenues par corrélation locale, un modèle de transformation est estimé pour rééchantillonner l'image esclave ou *slave* sur l'image maitresse ou *master*. Ce modèle de transformation peut prendre la forme d'un polynôme dont la forme peut être contrôlée. Par exemple pour la chaîne de traitement NSBAS, ce polynôme prend la forme :

$$f(x, y) = A.x^2 + B.x + C.y^2 + D.y + E.xy + F, \quad (\text{III.18})$$

$f(x, y)$ étant la loi de transformation pour passer de la géométrie de l'image slave à l'image master, x les coordonnées en range et y les coordonnées en azimuth. Les coefficients A , B , C , D , E , F sont ajustés à l'aide des résultats du corrélateur d'amplitudes. D'autres modèles plus simples mais aussi plus complexes sont possibles, le choix du modèle peut dépendre par exemple du nombre de frames composant l'image (plus le nombre de frame est grand et plus la transformation peut être complexe).

En pratique, lorsque les géométries d'acquisitions sont trop différentes (sous une certaine limite au-delà de laquelle l'image doit être écartée du jeu de données), il peut être nécessaire d'itérer cette opération afin d'obtenir une superposition maximale de l'ensemble des images sur le modèle de référence. Toutefois, une transformation trop importante pour superposer l'image slave sur la master signifie souvent une grande différence des conditions d'acquisitions entre ces deux images et l'interférogramme calculé à partir de ces deux images ne sera pas de bonne qualité. Une fois l'ensemble du jeu de données rééchantillonné selon la même géométrie, il est possible procéder au calcul des interférogrammes.

III.2 L'interferométrie SAR différentielle

Après l'opération de compression en distance, de focalisation en azimuth et de correction géométrique, chaque pixel de l'image possède une amplitude et une phase qui lui sont propres. À ce stade, la distribution spatiale de la phase du signal ne contient pas d'information relative à l'évolution spatiale de la morphologie du sol. En effet, chaque pixel couvre un ensemble de réflecteurs élémentaires dont la distribution spatiale est aléatoire à l'échelle de la longueur d'onde et contribuent aléatoirement à la construction de la valeur finale de phase. En raison d'interférences constructives ou destructives des échos de chaque réflecteurs, l'amplitude et la phase du pixel sont très sensibles à de petits changements. Ce processus est à l'origine de fortes variations d'amplitude et de phase d'un pixel à l'autre et ce, même au niveau de zones qui peuvent sembler homogènes comme un champ de culture. Ces interférences donnent au final un aspect bruité à l'image focalisée, appelé speckle ou chatoiement, que l'on peut observer dans la figure III.4 (f). Bien que la phase soit spatialement distribuée aléatoirement, son évolution temporelle ne l'est pas si la scène éclairée successivement par le RADAR ne subit pas de trop grandes variations au cours du temps. Nous décrivons ici quelques aspects de l'interférométrie différentielle multi-pass qui permet de reconstituer la déformation du sol à partir de deux acquisitions SAR successives d'une même scène géographique.

III.2.1 Ecriture mathématique

Considérons une cible ponctuelle au sol à laquelle on attribue une réponse RADAR $S_1 = (A_1, \Phi_1)$ au temps t_1 et une réponse RADAR $S_2 = (A_2, \Phi_2)$ au temps t_2 , où $t_2 = t_1 + \Delta t$ et $(A_i, \Phi_i, i = 1, 2)$ désignent l'amplitude et la phase de la réponse RADAR. La différence de phase entre deux nombres complexes S_1 et S_2 s'exprime mathématiquement à partir du produit du complexe S_1 par le conjugué de S_2 (noté S_2^*). L'interferogramme (I_{12}) correspondant à l'intervalle de temps $[t_1; t_2]$ peut s'écrire :

$$I_{12} = S_1 \cdot S_2^* = A_1 \cdot A_2 \cdot e^{j(\Phi_1 - \Phi_2)} = A \cdot e^{j\Delta\Phi} \quad (\text{III.19})$$

avec, A l'amplitude résultante, $\Delta\Phi$ la différence de phase associée. On s'intéresse par la suite à la différence de phase entre les deux dates.

Interprétation géométrique

La différence de phase $\Delta\Phi$ est liée à la différence de parcours $R_1 - R_2$ modulo 2π (noté $[2\pi]$) de l'impulsion entre les deux acquisitions (fig III.5) selon :

$$\Delta\Phi = \Phi_1 - \Phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda}(R_1 - R_2)[2\pi], \quad (\text{III.20})$$

Dans le cas idéal, elle est uniquement liée à un déplacement du sol, cependant, un certain nombre de termes s'ajoutent de sorte que la différence de phase finale soit de la forme :

$$\Delta\Phi = \Delta\Phi_{\text{def}} + \Delta\Phi_{\text{atm}} + \Delta\Phi_{\text{topo}} + \Delta\Phi_{\text{terre plate}}, \quad (\text{III.21})$$

Ces termes supplémentaires correspondent au déplacement recherché $\Delta\Phi_{\text{def}}$, au délai atmosphérique $\Delta\Phi_{\text{atm}}$, à la contribution de la topographie $\Delta\Phi_{\text{topo}}$, à l'ellipsoïde de référence ou la "terre plate" $\Delta\Phi_{\text{terre plate}}$. Chacun de ces termes participe au rallongement ou au raccourcissement du trajet parcouru par l'impulsion de sorte

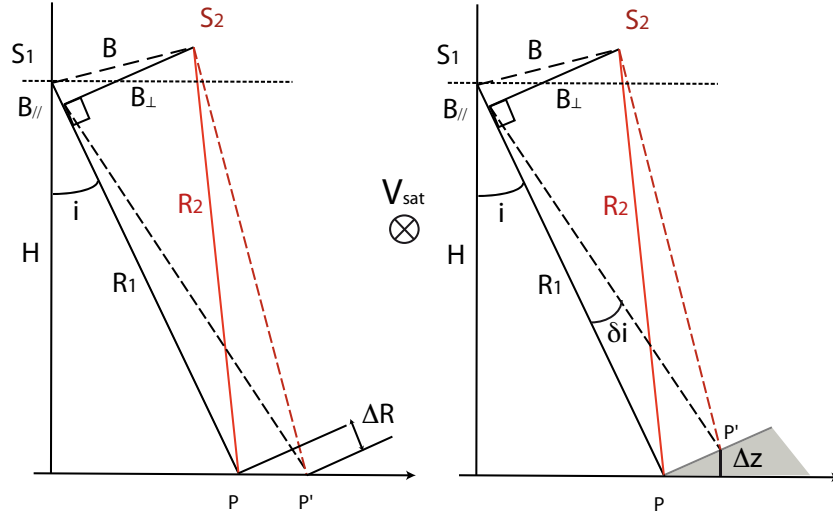


FIGURE III.5 – *Construction géométrique de la phase interférométrique en mode multi-pass. S_1 et S_2 désignent les positions respectives du satellite lors du premier et du second passage. R_1 et R_2 désignent les distances entre le satellite et la cible au sol lors du premier et du second passages. La figure de gauche montre l'effet "terre-plate" sur l'évolution spatiale de la phase d'un pixel à l'autre et la figure de droite montre l'effet de la topographie. La baseline perpendiculaire entre les deux acquisitions est désignée par B_{\perp} . Figure modifiée à partir de [Guillaso, Thèse, \(2003\)](#).*

qu'il faille les prendre en compte pour contraindre (dans notre cas) l'information qui nous intéresse : $\Delta\Phi_{\text{def}}$. Certains de ces termes peuvent être modélisés et corrigés ou minimisés de façon automatique ($\Delta\Phi_{\text{terre plate}}$, $\Delta\Phi_{\text{topo}}$) en utilisant les paramètres orbitaux de chaque survol et à l'aide de modèles numériques de terrain comme le SRTM¹⁰. La précision des corrections apportées dépendra en partie des précisions que l'on aura sur les orbites ainsi que sur le modèle numérique d'élévation. Ces précisions n'étant pas absolues et la contribution atmosphérique ($\Delta\Phi_{\text{atm}}$) n'ayant pas à l'heure actuelle de méthode de correction systématique et fiable et il peut être difficile d'extraire le signal de déformation que l'on recherche ($\Delta\Phi_{\text{def}}$), de sorte que la phase finale, corrigée dans la mesure du possible, soit de la forme :

$$\Delta\Phi = \Delta\Phi_{\text{def}} + \Delta\Phi_{\text{atm}} + \Delta\Phi_{\text{etopo}} + \Delta\Phi_{\text{eorb}}. \quad (\text{III.22})$$

Cette dernière expression de $\Delta\Phi$ est fonction de l'erreur du modèle numérique d'élévation utilisé pour compenser ($\Delta\Phi_{\text{topo}}$) : $\Delta\Phi_{\text{etopo}}$, du signal atmosphérique ($\Delta\Phi_{\text{atm}}$) non compensée par les traitements utilisés : $\Delta\Phi_{\text{atm}}$ enfin, d'un terme en relation avec l'erreur faite sur la reconstitution des trajectoires de la plateforme (dans notre cas satellitaire) : $\Delta\Phi_{\text{eorb}}$. Il est possible de minimiser l'erreur sur le modèle numérique d'élévation ainsi que sur la reconstitution des trajectoires des plateformes à l'aide de traitements plus spécifiques que nous verrons par la suite.

L'équation III.20 montre comment se compose la valeur de la différence de phase en fonction de la différence de distance $R_1 - R_2$. L'opération inverse qui consiste à estimer la différence $R_1 - R_2$ à partir de $\Delta\Phi$ n'est pas directe car, par construction, $\Delta\Phi$ est compris dans l'intervalle $[0, 2\pi]$. Aussi, après avoir corrigé l'interférogramme

10. SRTM : Shuttle RADAR Topography Mission

des termes mentionnés plus haut, il est nécessaire, pour obtenir une carte de déformation¹¹ Une déformation du sol est un gradient de déplacement) sans ambiguïté d'un pixel de l'image à un autre, de procéder à une étape parfois source d'erreurs : le déroulement de phase (cf partie III.3.1).

Nous venons de voir la formulation mathématique d'un interférogramme dans le cas d'une paire d'acquisitions : S_1 et S_2 . Dans la pratique, il est parfois possible d'obtenir plusieurs acquisitions, sur une même zone, deux à deux interféribles. Il est alors possible de calculer plusieurs interférogrammes, qui ensemble, forment un réseau interférométrique.

III.2.2 Baseline perpendiculaire B_{\perp}

Un paramètre important tant pour la correction des interférogrammes que pour la constitution d'un réseau interférométrique est la baseline perpendiculaire B_{\perp} (cf fig III.5). Dans le cas où nous aurions une scène totalement statique sans biais atmosphérique, ni déformation et des orbites parallèles, alors l'évolution spatiale de la différence de phase ne serait due uniquement qu'à la différence de point de vue entre les deux acquisitions autrement dit, aux différences d'orbites. Cette différence d'orbites se caractérise par deux vecteurs $B_{//}$ (Baseline parallèle) et B_{\perp} . S'il y a superposition exacte entre les deux orbites alors $B_{//} = B_{\perp} = 0$ et la différence de phase est nulle en tout point de l'image. Dans le cas contraire, l'évolution spatiale de la phase est contrôlée par la différence d'angle de vu entre les deux acquisitions elle même contrôlée par le paramètre B_{\perp} . Si ce paramètre prend de trop grandes valeurs, alors la géométrie apparente de la scène sera trop différente d'une acquisition à une autre et ne permettra pas d'obtenir un interférogramme de qualité. Ce dernier point permet de souligner que l'interférométrie RADAR ne fonctionne correctement que si la scène imagée ne subie pas de déformations trop grandes entre deux acquisitions (comme cela peut être le cas proche d'une faille dans un cas de séisme de forte amplitude) ou si la scène est imagée avec des géométries d'acquisitions trop différentes (comme dans le cas de changement d'orbite du satellite).

Correction des franges de la "terre plate" $\Delta\Phi_{\text{terre plate}}$ et topographique $\Delta\Phi_{\text{topo}}$

La correction de l'interférogramme commence par la prise en compte de la contribution de la "terre-plate" (voir figure III.7 (a)). Si l'on reprend la nomenclature décrite à la figure III.5, ce terme se formule de la façon suivante :

$$\Delta\Phi_{\text{terre plate}} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R_1 \tan(i)} \Delta R_{SR}, \quad (\text{III.23})$$

Ce terme correspond à l'évolution spatiale de la phase en fonction de l'évolution de la distance R (ΔR_{SR}) entre le *near range* (portée proximale), distance minimale entre la plateforme satellitaire et la surface du sol, supposée assimilable à l'ellipsoïde de référence, et le *far range* (portée distale), distance maximale entre la plateforme satellitaire et la surface du sol. Ce terme s'exprime en fonction de l'angle d'incidence mais aussi en fonction du paramètre B_{\perp} .

11. (

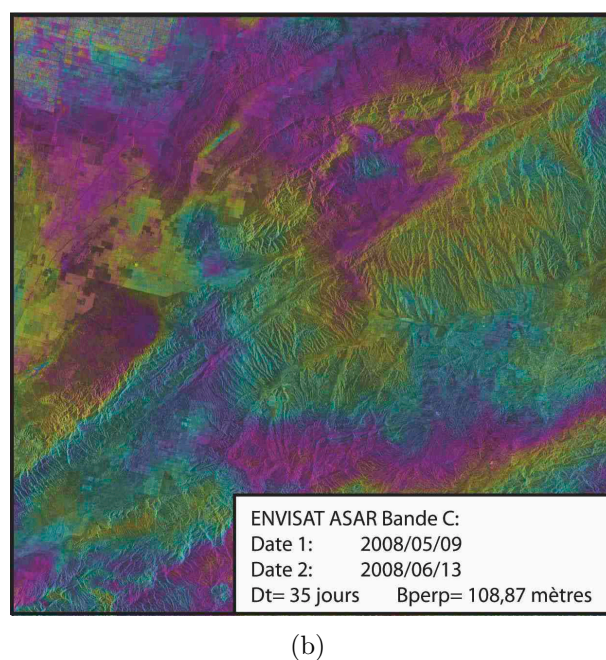
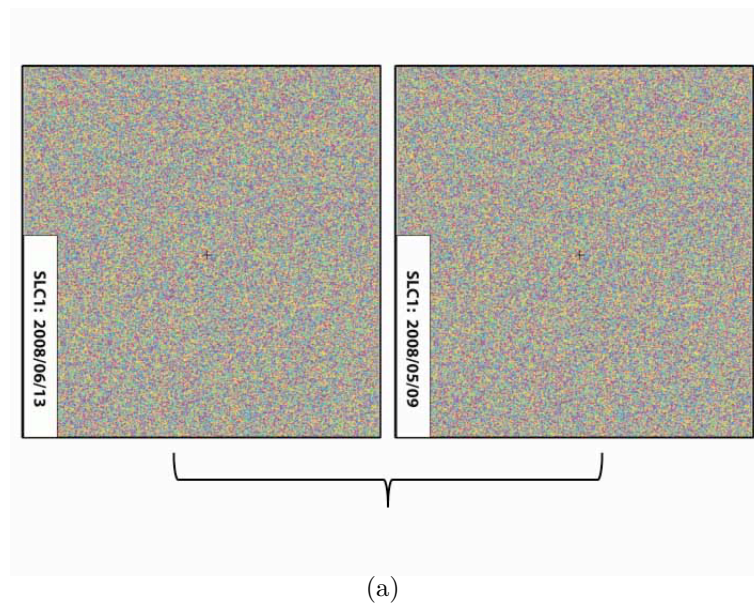


FIGURE III.6 – Exemple d'un interférogramme en géométrie RADAR couvrant le site de Parkfield. Cette image a été corrigée des franges de la "terre-plate", des franges topographiques, puis filtrée à l'aide du filtre de Goldstein. Note : SLC pour Single Look Complex, ou image RADAR focalisée.

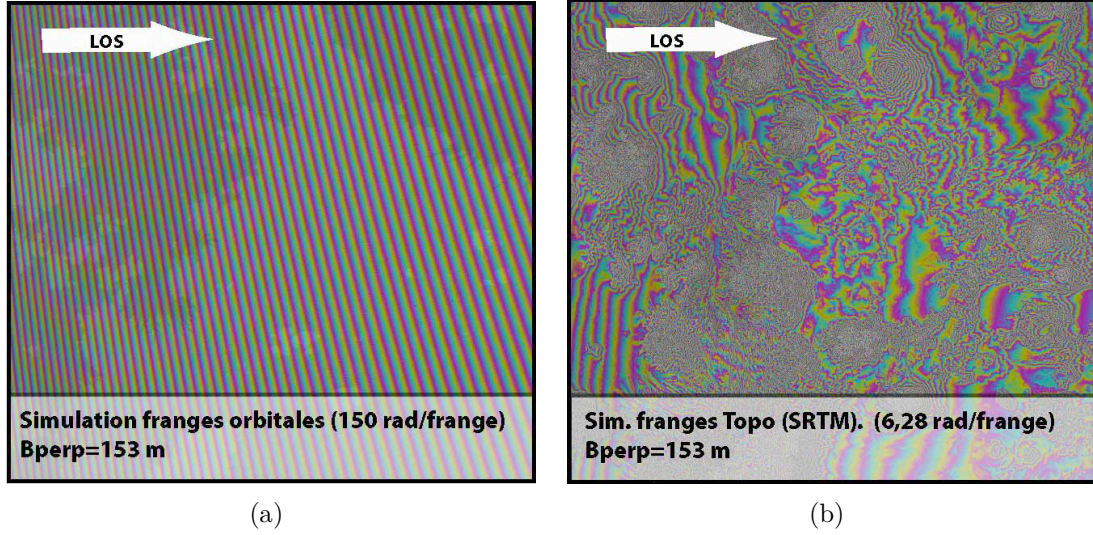


FIGURE III.7 – Exemple de corrections appliquées aux interférogrammes brutes à partir des données issue de l'étude sur le Mexique, avec comme modèle numérique d'élévation le SRTM. Figure (a) évolution de la phase "terre-plate" (voir figure III.5 gauche) et figure (b), évolution de la phase en fonction de la topographie, terre plate corrigée. Nb : l'enroulement de la phase "terre-plate" est modulo 150 radians pour plus de lisibilité quant à l'image (b) l'enroulement de phase est à 2π .

Après correction de la "terre-plate", apparaissent des franges interférométriques, issues de la variation spatiale de la topographie (voir figure III.7 (b)), qu'il est nécessaire de corriger pour accéder au signal de déformation. Cette étape justifie le terme interférométrie différentielle (DinSAR) par opposition à l'interférométrie simple utilisée pour construire des modèles numériques d'élévation comme par exemple la mission SRTM (InSAR). Initialement, en l'absence de modèles numériques d'élévation locaux suffisamment précis, l'interférométrie différentielle s'effectuait à l'aide de deux interférogrammes (soit 3 acquisitions; interférométrie trois-passes) dont l'un servait à constituer un modèle d'élévation pour pouvoir ensuite corriger le second interférogramme [Hanssen, (2001)]. Au cours de cette étude, nous utilisons un modèle numérique d'élévation préexistant (dans notre cas le SRTM) pour corriger nos interférogrammes du terme topographique. Le terme topographique s'exprime, selon la même nomenclature que précédemment (fig III.5 droite), comme :

$$\Delta\Phi_{\text{topo}} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R_1 \sin(i)} \cdot \Delta z, \quad (\text{III.24})$$

où Δz est le gradient d'élévation entre un pixel et son voisin direct et i l'angle d'incidence.

Résidus de la correction "terre-plate" et topographique : $\Delta\Phi_{\text{orb}}$

À ce moment du traitement, nous pouvons commencer à observer le signal interférométrique de la déformation de la surface du sol $\Delta\Phi_{\text{def}}$ si celles-ci sont importantes (déformation cosismique, subsidences). Cependant, les corrections de la terre-plate et de la topographie font intervenir deux termes qui sont issus de modèle (Δz) ou de la connaissance des vecteurs d'orbites (B_{\perp}) qui sont aussi soumis à un certain niveau d'incertitudes.

Pour les deux corrections ("terre-plate", topographie) la précision sur la valeur de la baseline perpendiculaire au cours l'acquisition dépend de la précision que l'on a sur les vecteurs d'orbites (quelques cm) après reconstitution de la trajectoire¹² mais aussi de la stabilité du satellite. L'erreur se traduit sur l'interférogramme par la présence de franges à grandes longueurs d'ondes spatiales : les franges orbitales ($\Delta\Phi_{\text{orb}}$). Cet artéfact est souvent corrigé empiriquement par un polynôme du premier ou second degré avec parfois des termes croisés :

$$\Delta\Phi_{\text{orb}} = \alpha_1.x + \beta_1.y + \alpha_2.x^2 + \beta_2.y^2 + \Gamma.xy + \text{Cst}, \quad (\text{III.25})$$

avec α_1 , α_2 , β_1 , β_2 , Γ , Cst, les paramètres du polynôme à ajuster sur l'interférogramme notamment par la méthode des moindres carrés. Cette correction peut s'appliquer avant ou après l'étape du déroulement de phase. Le caractère empirique de cette correction présente une limitation importante car elle peut être biaisée par des signaux à grandes longueurs d'ondes qui ne sont pas liés à une erreur de l'estimation des paramètres orbitaux. C'est le cas par exemple si la zone d'étude couvre une zone de subsidence importante comme celle de la vallée de San Jaquim en Californie ou encore si l'interférogramme est affecté par un signal atmosphérique à grandes longueurs d'ondes (cf partie III.4).

Enfin, l'utilisation d'un modèle numérique de terrain préexistant comme le SRTM peut entraîner des erreurs sur l'estimation réelle de la topographie. Ces modèles représentent la topographie avec une certaine précision (de l'ordre de quelques mètres pour le MNT SRTM) qui peut se dégrader avec le temps écoulé depuis leur constitution. En effet, la topographie est sujette à évolution (érosion, glissement de terrain) et l'erreur que l'on introduit en utilisant un modèle peut être trop ancien se traduit par des franges supplémentaires dont la densité est contrôlée linéairement par le rapport B_{\perp}/R . Pour corriger *a posteriori* cette erreur, il est nécessaire de disposer de plusieurs paires interférométriques présentant différentes valeurs de baselines perpendiculaires pour faire une estimation de l'évolution de la phase pixel par pixel en fonction de la valeur de la baseline sur laquelle on ajuste un modèle de dépendance linéaire. On corrige ensuite l'ensemble des interférogrammes de ce modèle pixel par pixel. Cette correction s'applique souvent après l'étape du déroulement notamment lors de l'inversion en série temporelle (avec l'introduction d'une dépendance linéaire de la phase à l'erreur sur le modèle d'élévation, voir partie III.3.3) mais peut aussi s'appliquer avant sur les interférogrammes enroulés [Ducret *et al.* (2013)].

III.2.3 Estimation de la qualité de la mesure : la cohérence

Définition

Nous avons évoqué à plusieurs reprises la notion de cohérence du signal interférométrique comme estimateur de la qualité d'un interférogramme sans pour autant la définir. La cohérence interférométrique est une estimation spatiale de la qualité de mesure de la différence de phase. Elle s'exprime comme la moyenne spatiale (définie par une largeur de fenêtre L) de la corrélation complexe entre les signaux S_0 et S_1 (voir Hanssen (2001) pour plus de précisions) :

12. Par exemple nous avons utilisé les vecteurs d'orbites réestimés et fournis par le projet DORIS (voir site de l'Agence Spatiale Européenne pour plus de détails : <http://www.esa.int/>, dernière consultation : avril 2013)

$$\gamma = \left| \frac{\langle S_0 \cdot S_1^* \rangle_L}{\sqrt{\langle |S_0|^2 \rangle_L \langle |S_1|^2 \rangle_L}} \right|. \quad (\text{III.26})$$

La cohérence prend des valeurs comprises entre 0 (signal totalement bruité) et 1 (signal parfaitement cohérent). Mathématiquement, la cohérence note la ressemblance spatiale de deux signaux S_0 et S_1 , sur une fenêtre de largeur L , qui se traduit physiquement par une ressemblance spatiale des motifs de la scène imagée par les deux acquisitions RADAR. Tout ce qui peut dégrader cette ressemblance contribue à la diminution de la cohérence et affecte la qualité de la mesure finale. Parmi les sources possibles de dégradation de la cohérence, on peut citer une trop grande différence des géométries d'acquisitions entre deux images (B_\perp grand), l'état d'humidité de la scène qui peut varier d'une date à une autre, l'évolution de la végétation (intervalle de temps entre les deux acquisitions trop grand), la destruction partielle ou totale des cibles au sol (dégâts causés par un séisme) ou une trop grosse déformation de la surface (dans le cas de séismes ou de subsidences). En ce qui concerne l'évolution spatiale de la déformation, l'interférométrie RADAR pourra fournir une information cohérente à partir du moment où le gradient spatial de la déformation d'un pixel à son voisin direct est très inférieur (vu en ligne de visée) à la longueur d'onde utilisée par le RADAR. Dans le cas contraire, on observera une dégradation de la cohérence liée au recouvrement des franges interférométriques (*aliasing*¹³) qui limitera l'étape de déroulement et donc l'estimation de la déformation de la surface [Massonnet *et* Feigl (1998)].

Plusieurs méthodes sont possibles pour améliorer cette cohérence comme le filtrage spectral avant le calcul des interférogrammes, le sous-échantillonnage complexe et le filtrage spatial.

Filtrage Spectral

Le filtrage spectral permet d'améliorer la cohérence de l'interférogramme en manipulant les données dans l'espace des fréquences. Ces filtres peuvent s'appliquer soit avant la focalisation (filtrage Doppler commun en azimuth) ou après (selection bande fréquentielle commune en distance). Nous les présentons ici dans l'ordre d'apparition dans la chaîne de traitement.

La première opération possible pour améliorer la cohérence est le filtrage en azimuth de la bande de fréquence Doppler commune aux images qui serviront à calculer les interférogrammes et la focalisation des images sur le même centroïde Doppler. Nous avons vu que le contenu fréquentiel du signal le long de l'azimuth des données brutes¹⁴ est contrôlé par la géométrie d'acquisition. Nous avons vu aussi que d'une acquisition à une autre, cette géométrie varie. Ainsi, ce filtrage en bande Doppler commune permet de normaliser l'angle de visée latérale pour l'ensemble des acquisitions en ne sélectionnant que la partie du spectre Doppler en azimuth commune à chaque image. Cette opération améliore le niveau de cohérence des interférogrammes notamment sur les zones présentant une forte variabilité du relief qui a tendance à disperser le spectre Doppler en azimuth. En contre-partie, chaque image étant focalisée avec des paramètres Doppler qui ne lui sont pas nominaux, on

13. Le phénomène d'aliasing apparaît lorsque l'échantillonnage spatial n'est pas suffisamment fin pour décrire la rapidité d'évolution spatiale du signal de déformation.

14. Cette opération s'effectue avant la focalisation des images sur l'image brute

perd en résolution spatiale lors de la focalisation en azimuth (pixel plus "flou") puisque l'on réduit la taille de la bande passante en azimuth et que l'on décale la position du centroïde Doppler. Dans le cas où il n'y a pas ou trop peu de recouvrement entre la bande de fréquence Doppler d'une image avec le reste du jeu de données, l'image peut être écartée du traitement. Cette dernière précaution revient à écarter du jeu de données les images présentant une géométrie d'acquisition trop différente du reste des acquisitions et donc pour laquelle il sera difficile de constituer des paires interférométriques présentant un niveau de cohérence satisfaisant.

La seconde opération de filtrage consiste au traitement du signal en distance (range) qui peut s'effectuer après la synthèse de l'image (sur l'image SLC¹⁵). Il s'agit du même principe que précédemment à savoir le filtrage fréquentiel de la bande spectrale azimuthal commune. Cependant, cette opération ne s'effectue que sur la paire d'images servant à constituer l'interférogramme et elle est répétée autant de fois qu'il y a de paires interférométriques.

Le contenu fréquentiel caractérisant chaque cible le long de l'axe des distances est contrôlé par les caractéristiques instrumentales de l'antenne RADAR (fréquence centrale bande passante issue de la modulation en fréquence du chirp). Cependant, l'angle d'incidence du faisceau RADAR entre les deux positions du satellite et la même cible au sol diffère de la première acquisition à la seconde. Cette variation de la géométrie d'acquisition (angle d'incidence) entraîne un décalage entre les deux images du contenu fréquentiel caractérisant une cible. Dans le cas où les conditions d'acquisitions sont trop différentes, les contenus fréquentsiels des deux images pour une même cible ne se recouvrent plus ou trop peu de sorte que les bandes spectrales non communes aux deux images se traduiront par du bruit sur l'interférogramme et donc une diminution de la cohérence. Le filtrage spectral en distance consiste à appliquer un filtre passe-bande dans le domaine de Fourier de sorte que seule la partie spectrale commune aux deux acquisitions soit conservée, le reste étant supprimé.

Multi-looking, filtrage spatial

Après les prétraitements permettant d'améliorer le niveau de cohérence, certaines parties de l'image interférométrique peuvent rester peu cohérentes. Il est alors possible d'améliorer cette cohérence spatiale en procédant à un filtrage adaptatif (filtre de Goldstein [Goldstein *et al.*, (1998)]) et un sous-échantillonnage complexe de l'image (qui entraîne une réduction de la résolution).

Plusieurs filtres spatiaux sont possibles pour améliorer la cohérence spatiale parmi lesquels le filtre adaptatif mis au point par Goldstein *et al.*, (1998). L'avantage d'un filtre adaptatif est d'accentuer l'importance du filtrage en fonction du niveau de bruit local de l'image interférométrique. Ce filtre fonctionne en multipliant la spectre de Fourier d'un patch de l'image interférométrique $Z(u, v) = \text{FFT}(I(x, y))$ par la densité de puissance spectrale locale lissée élevée à la puissance α : $|Z(u, v)|^\alpha$. Le résultat de ce filtrage $\hat{I}(x, y)$ s'exprime donc comme :

$$\hat{I}(x, y) = \text{FFT}^{-1}\{Z(u, v) \cdot |Z(u, v)|^\alpha\}, \quad (\text{III.27})$$

Dans cette formulation, $I(x, y)$ désigne le patch extrait de l'interférogramme, $\hat{I}(x, y)$ le résultat après filtrage, $Z(u, v)$ désigne la transformée de Fourier du patch $I(x, y)$. Les variables (x, y) désignent l'axe en distance en azimuth, les variables (u, v)

15. SLC : Single Look Complex

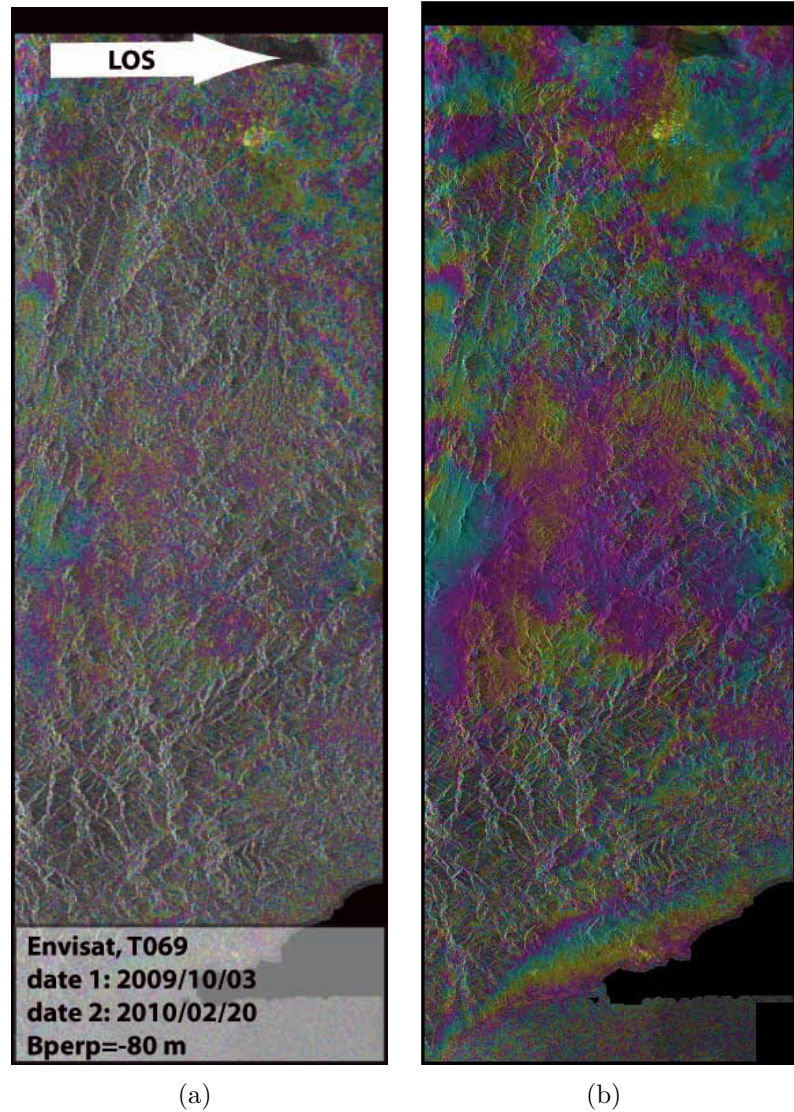


FIGURE III.8 – Exemple d'amélioration de la cohérence apportée après application d'un filtrage adaptatif de type Goldstein. Cas d'un interférogramme enroulé (Mexique) entre deux acquisitions Envisat ASAR en Bande C (track 69 mode descendant, 3 frames) en géométrie RADAR. Figure (a) : interférogramme avant filtrage, figure (b) : interférogramme filtré. Interférogramme (2π par cycle de couleurs) mis en transparence avec l'image d'amplitude moyenne.

les fréquences spatiales associées. Ce filtre est contrôlé par deux paramètres, la taille du patch sur lequel le calcul s'effectue et le paramètre α . Le paramètre α prend des valeurs comprises dans $[0 : 1]$ avec 0 un niveau de filtrage nul et 1 un niveau de filtrage maximum. La limite de cette méthode est de biaiser la valeur finale de la phase ainsi nettoyée pour de très fortes valeurs du paramètre α [Baran *et al.*, 2003] néanmoins, en choisissant pour α une valeur comprise dans l'intervalle $[0,2;0,5]$ (recommandées par Goldstein *et al.*, (1998)) ce filtre permet de simplifier la plupart des interférogrammes pour des niveaux de cohérence supérieurs à 0,4 et facilite l'étape du déroulement.

Le sous-échantillonnage spatial (Multi-looking) peut s'effectuer de différentes façons dont la moyenne complexe sur une fenêtre de largeur L. Cette opération permet de réduire la dispersion spatiale des valeurs de phases mais aussi de réduire le niveau de bruit de l'image d'amplitude. La précision de la valeur de phase par pixel obtenue après cette opération a été estimée théoriquement (voir Hanssen, (2001)) mais aussi empiriquement [Garestier, (2006)]. À l'aide de simulations numériques, Garestier, (2006) contruit une loi empirique entre l'écart-type de la valeur de phase obtenue après l'opération de sous-échantillonnage (σ_Φ) en fonction de la valeur de cohérence (γ) calculée sur la même largeur de fenêtre (L). Cette loi empirique prend la forme suivante :

$$\sigma_\Phi[\text{rad}] = \left[\frac{2}{L} \ln \left(\frac{0.72}{|\gamma| - 0.28} \right) \right]^{0.529}, \quad (\text{III.28})$$

L'évolution de l'écart-type en fonction de différentes valeurs de cohérence et différentes largeurs de fenêtre est présentée sur la figure III.9. On peut observer qu'en dessous d'une valeur de cohérence de 0,4, il devient difficile d'estimer avec précision la valeur de phase sans dégrader trop fortement la résolution. Par exemple, dans le cas où l'on fixe une valeur de longueur d'onde de 5,66 cm (ERS, Envisat), l'estimation d'une phase moyenne sur une fenêtre de 16 pixels affichant 0,4 de cohérence se traduirait par une erreur de $\pm 0,5$ cm en ligne de visée.

III.2.4 Choix des paires interférométriques, méthode des "Small-Baselines"

Si l'on dispose de N acquisitions, nous avons théoriquement $N(N-1)/2$ paires non redondantes possibles pour constituer les interférogrammes. Seulement toutes ces paires ne sont pas forcément intéressantes à prendre en considération car certaines ont peu de chance de constituer des interférogrammes avec une cohérence suffisante. Aussi deux méthodes différentes pour calculer des interférogrammes sont possibles : la méthode des small-baselines qui consiste à sélectionner uniquement les paires ayant le plus de chance de présenter une forte cohérence spatiale, ou la méthode des persistent-scatterers (PS) qui consiste à suivre la phase d'un nombre restreint de pixels de l'image sur l'ensemble des acquisitions. Ces pixels sont ceux qui sont le moins affectés par la décorrélation spatiale car ils contiennent un réflecteur dominant et permanent dans le temps (PS), plutôt que plusieurs réflecteurs distribués à l'intérieur du pixel. Nous ne détaillerons ici que le principe de la méthode des small-baselines (la seule à avoir été utilisée dans cette étude); le lecteur intéressé par la méthodes des PS peut s'orienter vers les références suivantes [Ferretti *et al.* (2000), Ferretti *et al.* (2001), Hooper *et al.* (2004)].

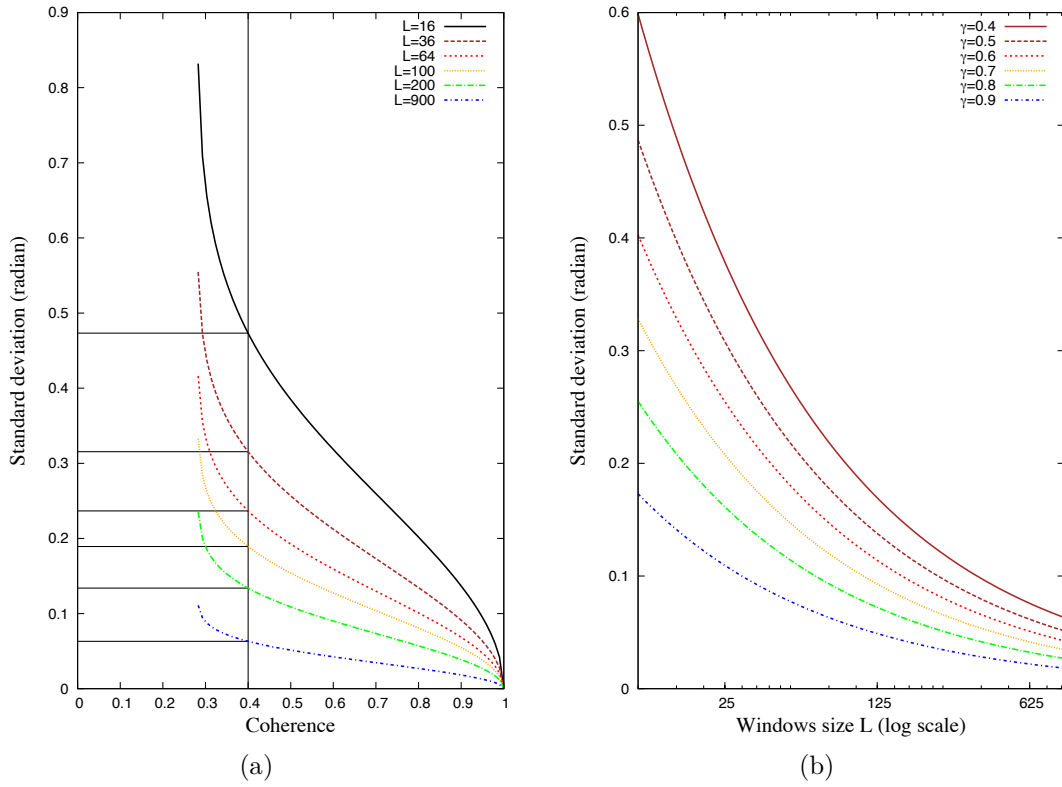


FIGURE III.9 – Figure (a) : estimation empirique sur la base de simulations de l'écart-type de la phase (affiché en radian) en fonction de la cohérence γ pour différentes fenêtres de sous-échantillonnage (taille L). Figure (b) : estimation empirique de la déviation standard de la phase (affichée en radian) en fonction du logarithme de la fenêtre de sous-échantillonnage ($\log L$) pour différentes valeurs de cohérence (γ). Figure modifiée à partir de la thèse de [Garestier](#), (2006).

La méthode dite des small-baselines consiste à choisir parmi toutes les paires interférométriques possibles uniquement celles qui présentent une faible baseline perpendiculaire mais aussi de faibles intervalles temporels. Grâce à ce choix restrictif, on améliore les chances d'obtenir des interférogrammes cohérents car on minimise ainsi les risques d'avoir des géométries d'acquisitions trop différentes ou une trop grande variation des motifs qui composent la surface imagée (végétation, construction, déplacement,...). Cela permet d'économiser au passage de l'espace de stockage de données et de réduire le besoin en ressource informatique car le nombre d'interférogrammes à calculer est ainsi sensiblement réduit.

Dans le cas du suivi des déformations transitoires, qui peuvent être de très faibles amplitudes, l'information "tectonique" contenue dans chaque interférogramme ainsi sélectionné, peut être trop faible pour ressortir du bruit et des autres biais. Cependant, comme nous le verrons par la suite, si le signal tectonique présente moins de variabilité temporelle que les autres signaux, il peut ressortir par cumulation de l'information lorsque l'on combine l'ensemble des interférogrammes notamment à l'aide du traitement en série temporelle ou de moyennes pondérées (Stack).

L'intérêt d'utiliser la méthodes de Small-Baselines par rapport à la méthode des persistent-scatterers est d'avoir une information spatialement plus continue et de pouvoir suivre une évolution d'une déformation non régulière dans le temps, à travers l'analyse en séries temporelles, et permet de ne pas introduire d'hypothèses préalables sur la déformation que l'on cherche à caractériser. Néanmoins, on peut noter depuis peu, l'apparition récente de traitements hybrides mettant en oeuvre ces deux approches simultanément (voir [Hooper et al. \(2008\)](#))

III.3 Des interférogrammes aux cartes de déplacements

III.3.1 Déroulement de phase

Si les opérations précédentes permettent de nettoyer l'interférogramme de façon suffisante, il est alors possible de procéder à l'étape du déroulement de phase. Nous avons déjà évoqué le fait que la différence de phase obtenue est par construction modulo 2π . Cette propriété limite l'interprétation du signal interférométrique car l'amplitude des déplacements (relatifs à un point de l'image fixé comme référence) que l'on cherche à caractériser spatio-temporellement est mesurée de façon ambiguë et non de façon absolue. L'étape du déroulement de phase consiste donc à lever l'indétermination sur la valeur absolue de la phase afin d'obtenir une carte de déformation sans ambiguïté (voir fig III.10). Cette opération est importante et peut être source d'erreurs dans l'estimation de la valeur finale de la différence de phase (erreur de déroulement). Les méthodes de déroulements sont nombreuses, mais au cours de ce travail nous avons utilisé deux d'entre elles : la méthode du *Branch-Cut Algorithm* [[Goldstein et al., 1988](#)] et celle du *minimum cost-flow* (mcf) [[Costantini \(1998\)](#)].

Les méthodes de déroulement posent des hypothèses sur le gradient de phase "vraie" comme la continuité de l'évolution spatiale de la phase interférométrique. Cette hypothèse considère que le gradient de phase d'un pixel à ses plus proches voisins ne peut excéder un demi-cycle. La reconstruction de la phase "vraie" se fait par sommation des incréments de phase enroulés à partir d'un point de référence

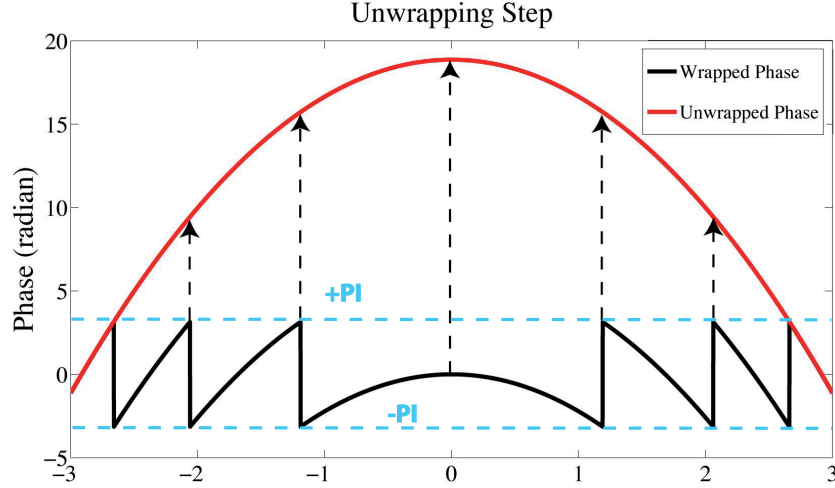


FIGURE III.10 – Opération de déroulement à une dimension. La courbe noire représente la phase telle qu'elle est issue du traitement interférométrique (modulo $[2\pi]$). La courbe rouge représente la même phase après opération de déroulement.

avec pour chaque saut de cycle un ajustement de ± 1 cycle.

La description plus précise des méthodes de déroulement sort du cadre de ce travail de thèse et plus de détails concernant les algorithmes peuvent être trouvés dans le livre d'[Hanssen \(2001\)](#). Néanmoins, on peut préciser que ces deux méthodes ne sont pas équivalentes dans leur mise en oeuvre. La méthode *branch-cut* ne peut dérouler que les zones de l'image qui sont continuellement cohérentes et ne franchit pas les zones trop bruitées (un seuil minimal de cohérence est fixé par l'opérateur qui sert à construire un masque définissant les zones de l'image pour lesquelles le déroulement est possible). Ainsi il est souvent nécessaire pour raccorder plusieurs parties de l'image déroulables séparées par des zones de faibles cohérences, de définir une valeur de saut de phase pour réunir chaque partie (*bridge*). Cette manipulation peut introduire un biais sur la mesure finale de la déformation si la valeur de saut n'est pas adaptée. Qui plus est, cette opération répétée autant de fois qu'il y a d'interférogrammes à dérouler peut s'avérer très couteuse en temps. La méthode mcf quant à elle minimise l'intervention de l'opérateur et se prête facilement au traitement automatisé d'un jeu de données volumineux. En effet, cette méthode propose une solution de déroulement y compris dans les zones de l'image faiblement cohérentes, ce qui peut être un avantage si celles-ci ne sont pas trop étendues. Cependant, dans le cas où ces zones bruitées sont trop étendues, ou couvrant une région critique de notre image (ligne de faille), l'estimation finale de la valeur de phase peut être biaisée. Notamment, dans le cas où la zone d'intérêt est une ligne de faille, le saut de phase de part et d'autre de la faille peut être minimisé.

Dans les deux cas, avec la méthode "branch-cut" et la méthode mcf, il est nécessaire de contrôler visuellement la qualité de l'estimation finale de la valeur de phase déroulée pour chaque interférogramme et d'écarter, ou corriger si possible, les images qui ne peuvent être déroulées avant toutes autres opérations.

III.3.2 Moyenne pondérée, vitesse moyenne de déformation

Chaque interférogramme déroulé est une estimation d'un déplacement survenu entre deux dates d'acquisition. Cependant, sur la base d'un seul interférogramme, l'estimation de cette déformation peut être insuffisamment précise ou biaisée par la contribution atmosphérique notamment. Lorsqu'il est possible de produire plusieurs paires interférométriques couvrant la même période, avec un niveau de cohérence satisfaisant, on peut effectuer une estimation de la vitesse moyenne de déformation (*stack*) vue par l'ensemble des interférogrammes en calculant une moyenne de la forme :

$$V_{los} = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta t_i \Delta \Phi_i}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i^2}. \quad (\text{III.29})$$

avec, V_{los} la vitesse moyenne en ligne de visée RADAR, $\Delta \Phi_i$ la valeur de phase de l'interférogramme i (N interférogrammes en tout) et Δt_i l'intervalle de temps de l'interférogramme i (différence entre deux dates d'acquisitions). Il existe d'autres formulations pour l'estimation de la vitesse moyenne V_{los} et celle présentée ici s'apparente à la solution par moindres carrés du problème $\Delta \Phi_i = V_{los} \Delta t_i$ où V_{los} serait la vitesse moyenne de déformation en ligne de visée sur la période couverte par les dates d'acquisitions ayant servi à calculer les interférogrammes. Ainsi, si ce déplacement est très variable sur la période d'observation, alors cette approximation de la vitesse moyenne peut être faussée et peu représentative. Néanmoins, cette méthode permet simplement de compenser une partie des biais atmosphériques non compensés par les corrections évoquées dans la partie III.4, dans la mesure où ceux-ci adoptent un comportement aléatoire dans le temps. Il est néanmoins préférable que les paires interférométriques utilisées soient le plus possible indépendantes les unes des autres (c'est à dire, pas de date commune, ce qui n'est pas souvent réalisable).

III.3.3 Analyse en série temporelle

Dans le cas où la vitesse de déformation n'est pas constante, et que le nombre d'acquisitions le permet, il est possible de procéder à l'analyse en série temporelle. Cette analyse vise à retrouver, à partir d'un jeu d'interférogrammes, l'évolution de la valeur de phase ϕ^i date par date ou de l'incrément de phase $\delta \phi^i$ (cf fig III.11). Plusieurs approches sont possibles mais le principe de base est de représenter chaque paire interférométrique comme une combinaison de phases absolues ou d'incrément de phase, tel que (dans le cas de la valeur absolue de phase) :

$$\Delta \Phi = \phi^j - \phi^i, \text{ tel que, } (i, j) \in [1; N], i \neq j \quad (\text{III.30})$$

ou sous forme matricielle :

$$\Delta \Phi = \mathbf{A} \cdot \phi, \quad (\text{III.31})$$

avec, \mathbf{A} une matrice tel que :

$$\begin{pmatrix} \Delta \Phi^1 \\ \Delta \Phi^2 \\ \vdots \\ \Delta \Phi^M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_1^1 & A_2^1 & \dots & A_{N-1}^1 & A_N^1 \\ A_1^2 & A_2^2 & \dots & A_{N-1}^2 & A_N^2 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ A_1^M & A_2^M & \dots & A_{N-1}^M & A_N^M \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \phi^1 \\ \phi^2 \\ \vdots \\ \phi^N \end{pmatrix} \quad (\text{III.32})$$

A est une matrice $N \times M$ où N est le nombre de dates pour lesquelles on cherche à retracer l'évolution temporelle de la valeur de phase et M le nombre d'interférogrammes disponibles pour l'inversion. Chaque composante A_n^m de la matrice \mathbf{A} prend trois valeurs possibles : $\{-1, 0, 1\}$ en fonction de la paire interférométrique que l'on veut exprimer. Il est possible d'exprimer l'incrément de phase $\delta\phi$ au lieu de la phase cumulée ϕ sous le même type de formalisme comme présenté par Schmidt et Bürgmann, (2003), l'expression de \mathbf{A} est alors modifiée. Retrouver l'évolution de la phase au cours du temps à partir d'une série d'interférogrammes revient à résoudre le système d'équations linéaires représentées par la matrice \mathbf{A} . Cette formulation permet de poser l'analyse en série temporelle comme un problème inverse linéaire qui peut nécessiter des méthodes de régularisation si la matrice \mathbf{A} n'est pas inversible. Dans le cas où le réseaux interférométriques n'est pas séquentiel (ce qui signifie que l'on peut joindre deux dates d'acquisition par combinaisons linéaires de l'ensemble des paires interférométriques) alors la matrice $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ est régulière (inversible) de sorte que la solution au problème se fait via la méthode des moindres carrés :

$$\{\delta\phi^i\}_{i=1,N-1} \text{ ou } \{\phi^i\}_{i=1,N} = (\mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \{\Delta\Phi^m\}_{m=1,M}, \quad (\text{III.33})$$

On rappelle que la définition de la matrice \mathbf{A} doit être adaptée selon si l'on considère l'incrément de phase ou la phase cumulée.

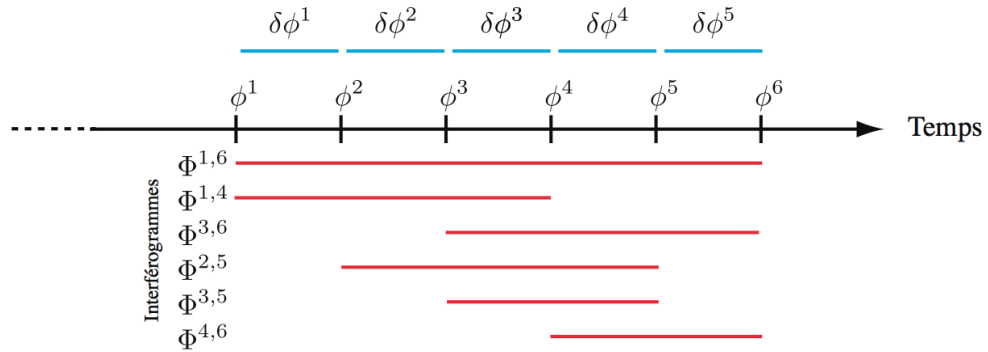


FIGURE III.11 – Schéma présentant le principe de fonctionnement de l'analyse en série temporelle. Sur l'axe du temps nous avons l'évolution de la phase ϕ^i à partir d'une valeur de référence ϕ^1 , Les incréments temporels ($\delta\phi^i$) sont représentés par les traits horizontaux bleus et les paires interférométriques $\Phi^{i,j}$ par les traits rouges. L'analyse en série temporelle vise à retracer l'évolution temporelle de la phase à partir d'un ensemble de paires interférométriques. Figure extraite de : Jolivet, Thèse (2011)

Plusieurs méthodes de résolutions sont proposées dans la littérature en fonction des caractéristiques du jeu de données utilisé. Le lecteur intéressé par plus de développement sur le sujet peut se référer (liste non exhaustive) notamment à Hanssen, (2001), Berardino *et al.*, (2002), Schmidt et Bürgmann, (2003), Usai, (2003), Lopez-Quiroz *et al.*, (2009) ainsi qu'aux références associées. Ces approches permettent notamment d'apporter des contraintes au processus d'inversion afin de mieux estimer l'évolution de la phase au cours du temps. Par exemple, ces méthodes permettent de raccorder différents réseaux interférométriques s'il n'est pas

possible de produire d'interférogrammes les reliants, de limiter les effets atmosphériques résiduels par lissage de la série temporelle, ou encore de corriger a posteriori les erreurs résiduelles d'orbites et les erreurs de topographie notamment à l'aide de méthodes itératives. À titre d'illustration, [Jolivet et al. \(2011\)](#) proposent une formulation d'inversion en série temporelle (des incréments de phase $\delta\phi$) contrainte qui permet de compenser à la fois les erreurs de modèle numérique d'élévation, de compléter le réseau interférométrique en cas de données manquantes en imposant un modèle d'évolution linéaire de la déformation. Cette formulation prend la forme d'une résolution simultanée de deux systèmes d'équations au sens des moindres carrés :

$$\begin{cases} \mathbf{A}_i^m \delta\phi_i = \Delta\Phi^m \\ \gamma\omega_m \left[\sum_{l=1}^{m-1} \delta\phi^l - \mathbf{B}_\perp^m \cdot \epsilon_{\text{mnt}} - \Delta t^m \cdot V - C^m \right] = 0 \end{cases} \quad (\text{III.34})$$

Selon cette formulation, on peut estimer simultanément l'évolution de la phase au cours des acquisitions RADAR, une carte d'erreur du modèle numérique d'élévation ϵ_{mnt} , et une vitesse moyenne d'évolution de la phase V . Cependant, cette méthode fonctionne correctement si la fréquence d'acquisition est suffisamment importante pour que l'évolution de la phase soit bien contrainte. En effet, cette méthode fait une hypothèse d'évolution linéaire de la phase au cours du temps en cas de données manquantes, ce qui n'est raisonnable que pour des intervalles de temps courts.

III.3.4 Géoréférencement et ligne de visée

L'ensemble des traitements présentés jusqu'à présent ont été appliqués sur des images en géométrie RADAR. À partir de cette géométrie, il est difficile d'interpréter géographiquement le signal de déformation et de le comparer aux autres données (GPS, creep-meters, cartes géologiques,...). La dernière étape du traitement consiste donc passer les cartes de déplacement de la géométrie RADAR en coordonnées géographiques : le géoréférencement. Cette opération prend en compte la variabilité de la topographie ainsi que les caractéristiques de vol afin de pouvoir localiser au mieux géographiquement le signal de déformation (voir figure III.12).

La mesure du déplacement par interférométrie RADAR se fait en géométrie RADAR : selon une dimension, la ligne de visée ou \vec{los} . Ce vecteur unitaire \vec{los} peut s'exprimer en fonction des composantes nord (n), est (e) et verticale (u) :

$$\vec{los} = \begin{pmatrix} \text{los}_n \\ \text{los}_e \\ \text{los}_u \end{pmatrix}, \quad \vec{D} = \begin{pmatrix} D_n \\ D_e \\ D_u \end{pmatrix}, \quad (\text{III.35})$$

Un déplacement $\vec{D}(D_n, D_e, D_u)$ de la surface sera mesuré par interférométrie RADAR comme la projection de ce déplacement sur la ligne de visée définie par le vecteur \vec{los} , soit :

$$D_{\text{los}} = \vec{los} \cdot \vec{D} \quad (\text{III.36})$$

Cette projection limite l'interprétation du déplacement mesuré car il n'est pas possible à partir d'une image interférométrique déroulée de distinguer les différentes composantes (nord, est, verticale) du déplacement \vec{D} en surface (voir figure III.13).

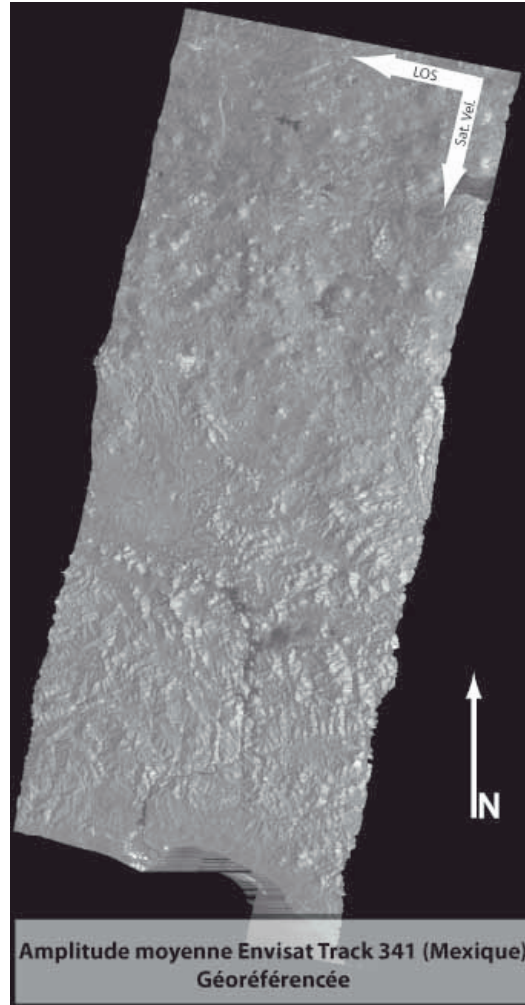


FIGURE III.12 – Exemple d'image géoréférencée d'amplitude RADAR de la track 341 d'Envisat ASAR, mode descendant couvrant le Mexique notamment la côte Pacifique (bas de l'image) au niveau de la ville de Zihuatanejo.

À l'aide de traitements avancés, il est possible de reconstituer une partie du déplacement en 2 dimensions en combinant plusieurs interférogrammes déroulés selon différentes géométries d'acquisitions : ascendante et descendante [Wright *et al.* (2004b) ; Funning *et al.* (2005)]. De même, Bechor et Zebker, (2006), Barbot et al, (2008) utilisent l'interférométrie à ouvertures multiples pour estimer la composante azimutale (along track) du déplacement qui, avec la composante los, permet d'obtenir une estimation du déplacement en surface selon 2 dimensions. Cependant, cette dernière méthode perd en précision sur la valeur de phase et n'est efficace que pour des déplacements importants.

III.4 Biais Atmosphériques

Nous revenons dans cette partie sur le biais atmosphérique que nous avons déjà introduit précédemment. Ce biais est l'une des limitations majeures des interprétations géophysiques faites à partir de l'interférométrie RADAR. Pour limiter ce biais, il n'existe pas pour le moment de méthode de correction analytique à l'image des

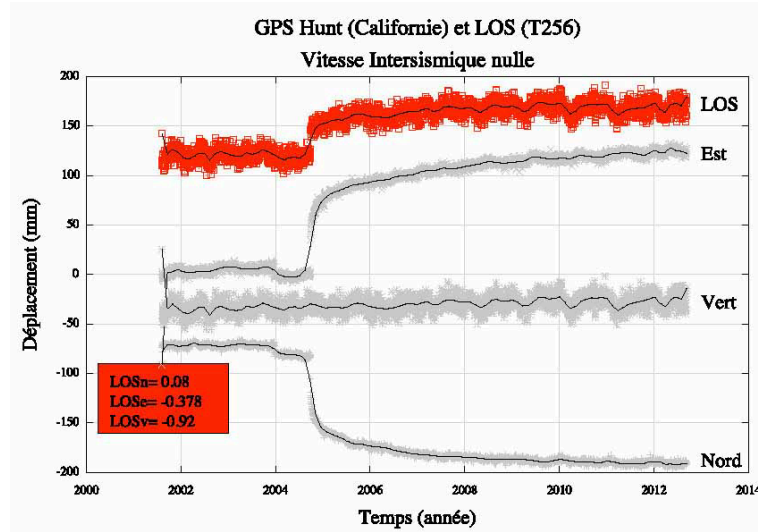


FIGURE III.13 – Trois composantes nord, est et verticale (notée vert) d’une série temporelle GPS (HUNT, Californie) sont affichées en gris. En rouge (indiqué par \overrightarrow{LOS}), le même déplacement mesuré en géométrie RADAR. Les coordonnées du vecteur \overrightarrow{los} sont rappelées dans le cadre rouge. Les déplacements sont indiqués en millimètres et la vitesse intersismique (avant 2004) est mise à 0 mm.an^{-1} .

corrections des franges orbitales ou topographique. Plusieurs méthodes sont proposées pour corriger cet artefact qui se basent souvent sur des données extérieurs (modèles atmosphériques, délai zénithal issus des réseaux permanents GPS), ou bien sur la base d’hypothèses sur l’état de l’atmosphère (dépendance avec la topographie, dynamique temporelle...).

III.4.1 Position du problème

Origine physique

La variation spatio-temporelle de l’indice de réfraction de la troposphère, en faisant varier le temps de propagation de l’onde électromagnétique émise par le RADAR, entraîne un changement apparent du trajet satellite-cible [H.Berrada Baby *et al.*, (1988)] et fait apparaître une composante atmosphérique dans la mesure de la différence de phase qui souvent masque le signal tectonique ou empêche de procéder à l’étape du déroulement de phase. Ce biais se caractérise par sa grande diversité d’échelles spatiales et une grande variabilité d’amplitudes qui le rend difficilement compensable. Parfois, lorsqu’il n’existe pas de moyen de minimiser sa contribution, il est même possible de confondre le signal atmosphérique avec un signal tectonique (un front atmosphérique pouvant se traduire par une forte variation spatiale de la valeur de phase Hanssen (2001), qui, si elle se superpose à une zone de failles, peut présenter la même signature qu’une déformation tectonique). Ce terme supplémentaire est relié à l’indice de réfraction du milieu traversé comme le rappelle de façon simplifiée Fabry *et al.*, (1997) :

$$\Delta\Phi_{atm} = 2\pi f_0 \Delta t = \frac{4\pi f_0}{c} \int_0^R [n(x, y, r, t_0) - n(x, y, r, t_1)] dr, \quad (\text{III.37})$$

$$\Delta\Phi_{atm} = \frac{4\pi f_0}{c} R \Delta n, \quad (\text{III.38})$$

avec f_0 la fréquence centrale du RADAR (Hz), c la vitesse de la lumière dans le vide (m.s^{-1}), R l'épaisseur de l'atmosphère traversée (m) et enfin Δn la variation de l'indice de réfraction intégrée le long de R entre les deux dates d'acquisitions. L'indice de réfraction (n) est quant à lui relié à un certain nombre de paramètres atmosphériques via la réfractivité N [Puysségur *et al.*, (2007), Smith and Weintraub, (1953), Hanssen, (2000)] :

$$N = (n - 1) \cdot 10^6, \quad (\text{III.39})$$

$$N = \underbrace{k_1 \cdot \frac{P}{T}}_{(1)} + \underbrace{k_2 \cdot \frac{e}{T} + k_3 \cdot \frac{e}{T^2} + k_4 \cdot W_{liq}}_{(2)} + \underbrace{k_5 \cdot \frac{n_e}{f_0^2}}_{(3)}, \quad (\text{III.40})$$

avec N la réfractivité (sans unité), P la pression atmosphérique (mbar), T température (Kelvin), e pression partielle de l'eau sous forme de vapeur (mbar), W_{liq} la quantité d'eau liquide dans l'atmosphère (g.m^{-3}), n_e densité d'électrons contenus dans la ionosphère, f_0 fréquence centrale du RADAR (Hz) et pour finir, 5 constantes de calibrations : $k_1 = 77,6 [K.mbar^{-1}]$; $k_2 = 71,6 [K.mbar^{-1}]$; $k_3 = 3,75 \cdot 10^5 [K^2.mbar^{-1}]$; $k_4 = 1,4 [m^3.g^{-1}]$; $k_5 = -4,028 \cdot 10^7 [m^3.s^{-2}]$ (d'après Hanssen, (2001)). En conséquence, le composante atmosphérique de la phase dépend d'un premier terme lié à la densité de l'air sec (1), d'un terme lié à la teneur en eau vapeur et liquide (2) et enfin, d'un terme lié à la densité électronique de l'atmosphère (ionosphère)(3).

À titre d'illustration, on peut estimer la variation qu'il est nécessaire d'imposer à l'indice de réfraction n afin d'obtenir un délai troposphérique correspondant à une valeur de phase de 2π . En prenant $R = 10$ km comme épaisseur d'atmosphère, $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$ pour la vitesse de l'onde dans l'air, $f_0 = 5 \cdot 10^9$ Hz la fréquence centrale du RADAR, on obtient une variation d'indice Δn d'environ $3 \cdot 10^{-6}$, soit une variation de la réfractivité N de seulement 3. Autrement dit, on peut voir que même une faible variation de la réfractivité impacte de façon non négligeable la valeur de phase si elle affecte toute la hauteur d'atmosphère. La réfractivité N peut présenter une grande variabilité (plusieurs dizaines d'unités) pour des valeurs de températures et d'humidité relativement courantes comme le montre les modélisations de Fabry *et al.*, (1997) (voir figure III.14) .

Le graphique III.14 montre que la réfractivité est fortement sensible au pourcentage d'humidité et à la température de l'air. Ainsi entre deux acquisitions couvrant la même zone prises à deux saisons différentes ou sous deux conditions météorologiques différentes, il peut apparaître des franges interférométriques parfois spectaculaires à l'image de l'interférogramme présenté figure III.15 calculé à partir d'une acquisition d'ERS1 et une acquisition d'ERS2 prise à un jour d'intervalle (Track 256). L'intervalle de temps entre ces deux acquisitions ne permet pas de mesurer une déformation du sol (une journée) aussi, cette image ne contient que la contribution atmosphérique. On peut observer que l'amplitude du biais atmosphérique peut atteindre 2 cycles de phases soit un ralongement de 5 cm en ligne de visée, ce qui n'est pas négligeable dans le cas du suivi déformations transitoires (de seulement quelques cm). Ce cas de figure est intéressant car il permet en outre de mettre en avant la variabilité spatiale ainsi que l'amplitude du biais atmosphérique évoquée précédemment.

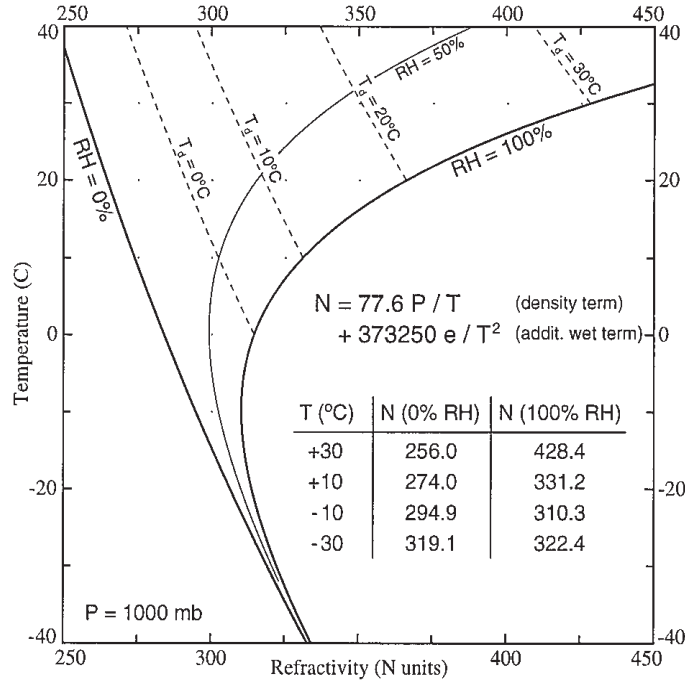


FIGURE III.14 – Diagramme présentant la dynamique de la réfractivité en fonction de la température, pour différent niveau d'humidité dans l'air à pression constante (1000 mb). L'expression de la réfractivité a été simplifié par rapport à l'équation III.40) et réduit juste au terme de densité de l'air et du terme en T^{-2} pour la partie humide (d'après *Fabry et al. (1997)*).

III.4.2 Méthodes de corrections

Corrections Empiriques

Les modèles de correction empirique les plus couramment utilisés considèrent une atmosphère stratifiée et donc que le délai atmosphérique ne dépend au premier ordre que de l'épaisseur d'atmosphère traversée. Cette hypothèse permet de corriger les interférogrammes en utilisant le modèle numérique d'élévation à travers un modèle de dépendance simple (type polynomial) entre la phase de l'interférogramme déroulé et la topographie (noté z) selon :

$$\Delta\Phi_{\text{atm}} = a.z + Cst \quad (\text{III.41})$$

Cette loi de dépendance linéaire est ajustée sur l'ensemble de l'interférogramme déroulé et permet de corriger l'interférogramme du biais atmosphérique stratifié et statique. L'avantage de cette correction est sa simplicité de mise en oeuvre et permet souvent de corriger localement le biais atmosphérique (voir figure III.16).

Cependant, cette méthode est limitée dans le cas de grandes extensions spatiales des scènes d'études où plusieurs régimes atmosphériques peuvent se superposer et qui sont mal représentées par une unique loi de dépendance linéaire phase-topographie. Pour prendre en compte cette variation spatiale du biais atmosphérique, il est possible d'estimer localement un modèle de correction afin de contruire une correction globale applicable à toute l'image. Par exemple, nous avons utilisé pour notre étude du séisme lent de Guerrero une méthode qui estime localement une relation linéaire entre la densité de franges interférométriques et le gradient de la topographie. Un

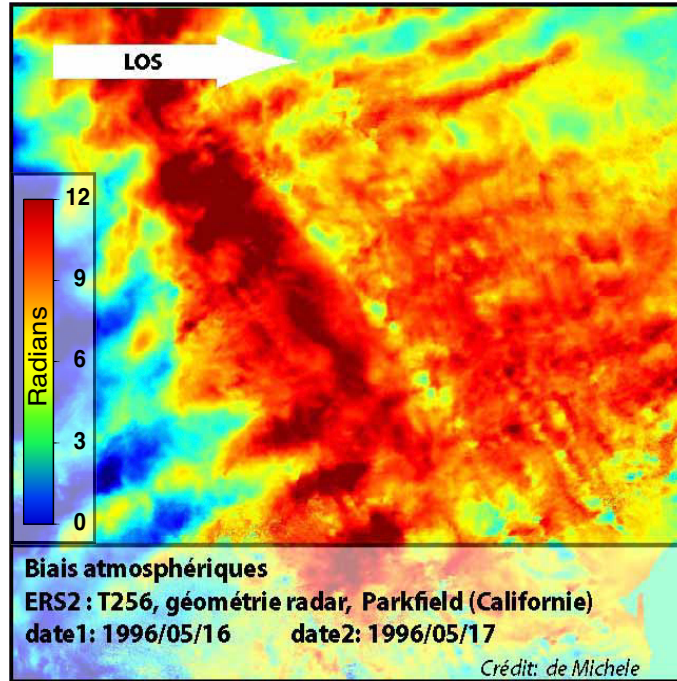


FIGURE III.15 – Exemple d'interférogramme ERS1-ERS2 sur le site de Parkfield (track 256 descendante polarisation verticale, bande C). Le délai temporel entre les deux acquisitions est d'une journée, le signal interférométrique n'est essentiellement sensible qu'aux effets atmosphériques. Cet interférogramme montre l'amplitude que peuvent prendre les biais atmosphériques (près de 6 cm en ligne de visée) ainsi que la grande variabilité des échelles spatiales qui le caractérisent. Enfin, cet interférogramme montre que l'atmosphère a une dynamique spatiale que l'on peut difficilement anticiper et corriger. Communication personnelle de *Marcello de Michele - BRGM, 2011*.

modèle de correction global est ajusté (qui prend la forme d'un polynôme) sur la distribution spatiale des coefficients des modèles linéaires. La dépendance entre la valeur de phase et la topographie est représentée spatialement par ce polynôme qui est ensuite utilisé pour corriger l'interférogramme pour lequel il a été construit. L'effet de ce traitement peut être observé figure III.17 qui met en avant la réduction significative de la complexité des franges interférométriques suite à l'application de cette méthode. Plus particulièrement, l'avantage de cette approche est de pouvoir appliquer une correction atmosphérique avant l'étape de déroulement permettant de simplifier l'interférogramme et donc de limiter les erreurs sur l'estimation absolue de la phase par déroulement.

Toutefois, ces méthodes empiriques utilisant les modèles numériques d'élévation peuvent être limitées. En effet, elles ne permettent pas de corriger les phénomènes atmosphériques non corrélés au relief ou même dynamiques qui peuvent être prépondérants (voir figure III.15). Qui plus est, ces méthodes peuvent aussi limiter l'interprétation du résultat du traitement si par exemple, le signal de déformation est corrélé à la variation à grande longueur d'onde de la topographie [Beauducel *et al.* (2000), Jolivet *et al.* (2011)]. Dans ce dernier cas, la déformation sera perçue comme un biais atmosphérique à grande échelle et risque d'être corrigé à tort.

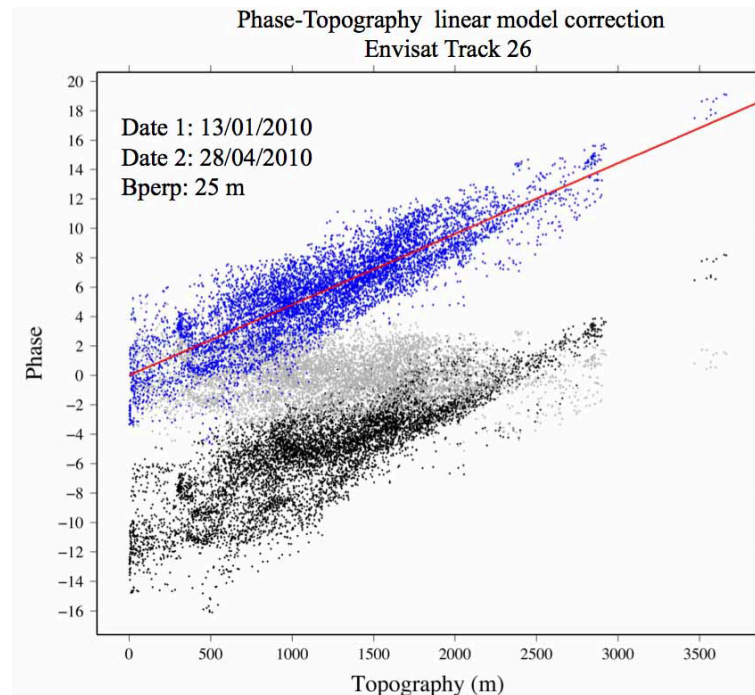


FIGURE III.16 – Phase interférométrique en fonction de la topographie dans le cas de la track 26 d’Envisat prise sur le Mexique. Les points noirs représentent la phase interférométrique brute, les points bleus représentent la phase interférométrique dé-rampée. La dépendance affine entre la phase et la topographie apparaît clairement et permet d’estimer la contribution atmosphérique de façon simple. Après correction, la phase apparaît indépendante de la topographie (points gris).

Corrections à l’aide de modèles atmosphériques

La figure III.15 illustre clairement le cas où le biais atmosphérique ne peut être corrigé empiriquement à l’aide de modèle numérique de terrain. Comme alternative, plusieurs auteurs proposent d’utiliser des modèles atmosphériques issus d’assimilation de données comme les modèles NARR¹⁶ et ERA40 [Doin *et al.*, 2009, Jolivet R. *et al.*, 2011]. Ces modèles donnent pour chaque point d’un maillage spatial prédéfini (différent entre ERA40 et NARR) la distribution verticale des valeurs de paramètres comme la teneur en eau, la température, la pression ainsi que leur évolution temporelle (par tranche de 6 heures dans le cas d’ERA40). À partir de ces paramètres, et à l’aide des relations III.40 et III.37 un délai théorique est estimé pour chaque point du maillage puis, par interpolation l’évolution spatiale de la distribution du délai atmosphérique est reconstituée entre les points du maillages. Ces méthodes permettent de mieux cerner le comportement aléatoire à grande échelle de l’atmosphère. Cependant, elles sont limitées par la densité du maillage (grille de point espacés d’environ 70 km pour ERA40 et 30 km pour NARR [Doin *et al.* (2009)]) qui ne permet pas d’ajuster la correction pour les plus petites échelles spatiales. Qui plus est, l’échantillonnage temporel de ces modèles ne permet pas toujours de représenter au mieux l’état de l’atmosphère au moment de l’acquisition RADAR. En effet, les fronts atmosphériques à l’origine de variations spatiales rapides de l’indice de réfraction peuvent se déplacer à plusieurs dizaines de kilomètres par heure mo-

16. NARR : North American Regional Reanalysis

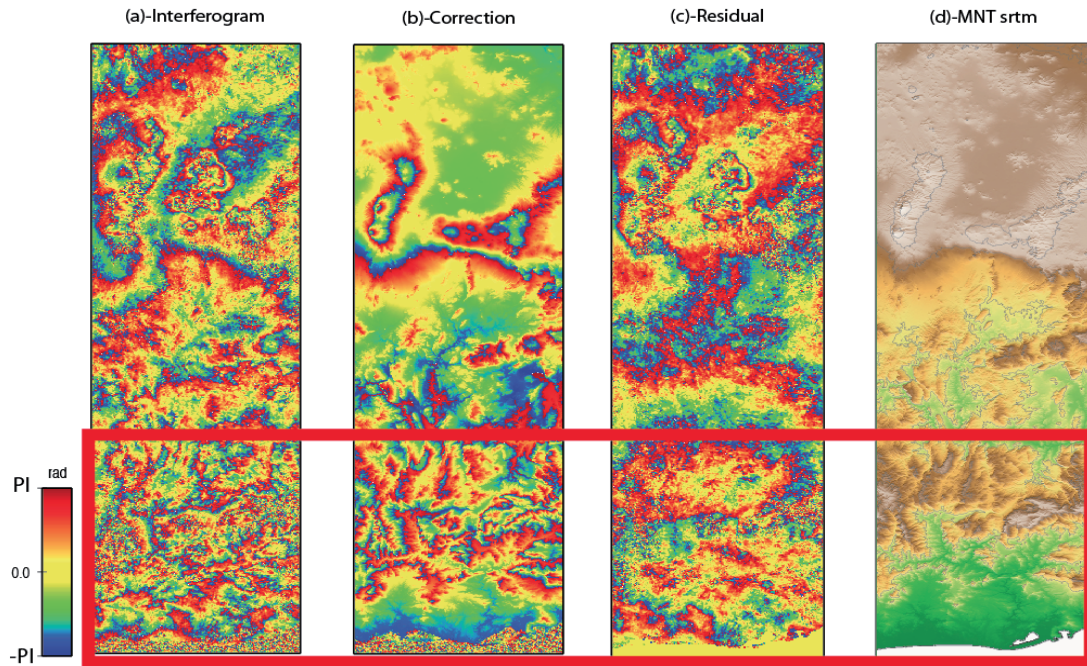


FIGURE III.17 – Exemple de correction des franges atmosphériques à partir d'une estimation locale d'un modèle linéaire entre la densité locale de franges et le gradient de la topographie. L'ensemble des estimations locales sont ensuite utilisées pour contruire un modèle globale de correction prenant en compte la variabilité spatiale du biais atmosphérique. La figure (a) représente un interférogramme enroulé non corrigé, la figure (b) la corrections globale construite, la figure (c) l'interférogramme enroulé et corrigé du modèle. Enfin la figure (d) présente le modèle de topographie utilisé pour la constitution du modèle.

diffiant ainsi de façon non négligeable les motifs atmosphériques. Nous avons tenté d'utiliser cette approche pour corriger nos interférogrammes sur le site de Guerrero au Mexique et cela ne nous a pas permis d'améliorer significativement nos images au point que nous avons décidé d'écarter ce type de traitement pour ce site. Néanmoins, cette approche semble efficace dans certain cas d'études comme l'exemple soumis par [Jolivet et al., 2011](#).

Moyenne temporelle et lissage des séries temporelles.

Après avoir corrigé individuellement chaque interférogrammes du biais atmosphérique à l'aide de modèle direct ou empirique, il est encore possible d'améliorer le filtrage à l'aide d'hypothèses sur la dynamique de l'atmosphère. Si l'on considère que les résidus des corrections appliquées ne sont pas corrélés temporellement (aléatoire), alors la moyenne de plusieurs interférogrammes doit tendre vers le signal de déformation et le nombre d'images utilisées contrôle la qualité du filtrage.

Dans le cas de traitements en série temporelle, le caractère aléatoire de la troposphère se traduit par une grande variabilité temporelle de l'évolution du signal de déformation. Il est alors possible de lisser cette série temporelle InSAR soit par filtrage temporelle appliqué après l'inversion ou directement en imposant une contrainte lors de l'inversion. Dans le cas de l'application d'une contrainte sur l'inversion, l'accé-

lération de la déformation est tempérée en donnant une "inertie" γ^2 à chaque date d'acquisition ce qui permet de minimiser la variabilité de l'évolution de la phase. Par exemple, [Schmidt et Bürgmann, \(2003\)](#) proposent une formulation de l'inversion temporelle des incréments de phase $\delta\phi$ avec une contrainte sur la dynamique :

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A}_i^m \\ \gamma^2 \frac{d}{dt} \end{pmatrix} \cdot \delta\phi^i = \begin{pmatrix} \Delta\Phi^m \\ 0 \end{pmatrix} \quad (\text{III.42})$$

ou encore, [Cavalié et al., \(2007\)](#) proposent une formulation équivalente pour l'inversion en série temporelle de la valeur de phase avec une possibilité de pondérer date par date avec un coefficient ω_i .

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A}_i^m \\ \gamma^2 \omega_i \frac{d^2}{dt^2} \end{pmatrix} \cdot \phi^i = \begin{pmatrix} \Phi^m \\ 0 \end{pmatrix} \quad (\text{III.43})$$

Ces formulations permettent de simplifier l'évolution de la phase interférométrique mais nécessite un jeu de données suffisamment dense pour pouvoir caractériser la dispersion générée par le biais atmosphérique sur la série temporelle et ajuster le paramètre d'inertie γ^2 . Ces filtres temporels sont d'autant plus forts que le paramètre γ^2 est grand et il n'existe pas de critère objectif pour le fixer [[Schmidt et Bürgmann, \(2003\)](#)]. Il est à noter que ces méthodes lissent les signaux de déformation qui subiraient de grandes variations temporelles, elles sont donc plus appropriées pour le suivi de déformations lentes, en tout cas, régulières.

III.4.3 Conclusion, correction atmosphérique

Le biais atmosphérique est la principale limitation du suivi de déformation tectonique par interférométrie RADAR. Nous avons vu qu'il existe beaucoup de méthodes pour limiter cet effet sur l'estimation finale de la déformation. Nous ne les avons pas toutes évoquées, mais il existe d'autres façons de compenser cet effet, comme l'analyse en composante principale, l'utilisation de stations GPS permanentes pour estimer le délai zénithal, ou l'intégration des données MODIS (voir par exemple [Zhenhong et al., 2005](#)). Quoi qu'il en soit, toutes ces méthodes reposent sur des hypothèses concernant la structure et la dynamique de l'atmosphère qui sont plus ou moins vérifiables. Aussi, traiter le biais atmosphérique revient souvent à composer avec différentes méthodes. Dans l'absolu, chaque interférogramme devrait être traité de façon spécifique en fonction des conditions météorologiques au moment des acquisitions et ce n'est pas sans poser problème si l'on veut conserver une certaine homogénéité du traitement d'un ensemble de données et fort peu réaliste si l'on considère le volume de ces données (parfois plusieurs centaines d'images). Il n'est cependant pas exclu d'écarter du jeu de données les images qui sont visiblement encore affectées par l'atmosphère après toutes les corrections et ce malgré, parfois, un bon niveau de cohérence. En conclusion, à l'heure actuelle, toute interprétation d'un signal interférométrique en terme de signal tectonique doit se faire avec la réserve d'une contribution résiduelle possible de l'atmosphère.

III.5 Logiciels de traitement des données SAR

Au cours de ce travail de thèse, deux logiciels de traitement ont été utilisés : la chaîne de traitement NSBAS basée sur RoiPAC et la chaîne de traitement GAMMA.

Ces programmes fonctionnent sous plateforme UNIX (Linux et MacOS X) et se présentent sous forme de lignes de commandes, permettant ainsi de les orchestrer à l'intérieur de scripts.

III.5.1 RoiPAC

RoiPAC (Repeat Orbit interferometry Package) [Rosen *et al.*, 2004] est un logiciel non commercial développé en entretenu par le NASA-JPL (Jet Propulsion Laboratory) en collaboration avec le Caltech (California Institute of Technology). Cette chaîne de traitement est constituée d'un ensemble de programmes codés en Fortran ou en C dont l'utilisation est simplifiée à l'aide de scripts codés en PERL. Initialement développé par Paul Rosen et Mark Simons, cette chaîne de traitement est actuellement à sa 9 ième version (datant de 2009) et les prochaines évolutions devraient tendre vers une conversion de l'ensemble des codes fortran en C et l'utilisation du PYTHON pour les scripts. Cet ensemble de programmes est dédié à la production d'interférogrammes à partir d'images RADAR brutes satellitaires et utilisable sur plateformes UNIX (Linux et Mac Os X). Ainsi, cet ensemble de programmes comprend des outils de focalisation, de coregistrement, de production d'interférogrammes, de déroulement de phases, de correction de la topographie et de géoréférencement. On peut aussi trouver des outils permettant la visualisation des résultats à l'aide de GMT (Generic mapping tools) ou Google-Earth. Son utilisation en lignes de commandes et son haut degré de paramétrisation permet une grande souplesse dans le déroulement du traitement. Néanmoins, ces outils permettent uniquement de produire un couple interférométrique à la fois et ne dispose pas pour le moment d'outils natifs permettant le traitement de jeux de données massifs notamment d'outils d'analyse en séries temporelles.

Ce logiciel et la documentation associée est téléchargeable sur les sites :

- www.roipac.org
- www.openchannelfoundation.org/projects/ROI_PAC.

Quelques documentations supplémentaires peuvent être trouvées sur ces liens :

- Documentation tirée d'un chapitre de thèse de Sean Buckley (2000) :
http://downloads.openchannelsoftware.org/ROI_PAC/ROI_PAC_doc.pdf
- Installation : <http://darkwing.uoregon.edu/~das/ROIPAC/setup.html>
- Tutoriel : http://darkwing.uoregon.edu/~das/ROIPAC/instruct_v1b.html
- FAQ : <http://darkwing.uoregon.edu/~das/ROIPAC/QandA.html>
- Forum ROIPAC : <http://www.openchannelfoundation.org/forum/forum.php>

III.5.2 NSBAS

La chaîne de traitement NSBAS [Doin *et al.*, 2011] est l'outil principal qui a été utilisé lors de l'étude sur le suivi du séisme lent de Guerrero de 2009-2010 par interférométrie RADAR différentielle. Ce logiciel de traitement interférométrique a été construit sur la base des outils présents dans RoiPAC et intègre l'ensemble des fonctionnalités tout en permettant de traiter des jeux massifs de données depuis la focalisation des données brutes (*raw data* ou données *level 0*) jusqu'à la production d'interférogrammes. Il permet notamment de focaliser l'ensemble des images sur le même jeu de paramètres Doppler et permet de constituer des paires interférométriques sur le critère des small-baselines. Cette chaîne de traitement comprend en outre différents outils de post-traitement pour corriger les effets troposphériques

(de façon empirique à l'aide du modèle numérique de terrain ou à l'aide de modèles atmosphériques) ou les erreurs du modèle topographique de terrain et ce, avant et/ou après déroulement. Cette chaîne dispose en outre d'outils pour l'analyse des interférogrammes à l'aide de stacks ou en séries temporelles avec ou sans contraintes. Actuellement en cours de développement, cette chaîne de traitement fait partie des produits du projet ANR EFIDIR (www.efidir.fr) qui visent au développement d'outils de traitement automatiques de large jeux de données RADAR. La version actuelle peut être trouvée sur le site de l'ANR EFIDIR.

La chaîne ligne de traitement utilisée pour la production et le traitements de données interférométriques à l'aide de la chaîne NSBAS peut être schématisée selon les figures III.18 et III.19 d'après [Doin et al. \(2011\)](#). Une étape qui distingue la chaîne de traitement NSBAS de celle de GAMMA, est la focalisation de l'ensemble des images RADAR sur la même bande de fréquence Doppler (en azimuth). Après la focalisation des données RADAR, on procède à l'estimation des baselines perpendiculaires et à la définition de l'image de référence (*master*). Le choix de la master peut être arbitraire mais il est conseillé de prendre une image dont la position sur le graphique des baselines perpendiculaires en fonction du temps, n'est pas trop éloignée du barycentre de l'ensemble des positions des différentes acquisitions (ou plus simplement utiliser l'outil développé par [Hooper et al. \(2007a\)](#), voir partie III.1.3). Avec ce choix on facilite l'étape de coregistration des images en minimisant les différences de géométries d'acquisition et on augmente les chances d'obtenir une série d'interférogrammes cohérents.

Deuxième distinction entre NSBAS et GAMMA présenté ci-après, est l'étape de coregistration des images avant le calcul des interférogrammes. NSBAS utilise le modèle numérique de terrain mis en géométrie RADAR selon les paramètres d'acquisitions de l'image de référence (*master*) pour coregistrer l'ensemble des images focalisées. Cette méthode permet d'améliorer le coregistrement en ayant une image de référence de substitution (ie : le modèle d'élévation de terrain en géométrie RADAR) ne présentant pas de bruit de type speckle (chatoiement RADAR). Toutefois, il faut disposer d'un modèle numérique de terrain suffisamment fin et précis pour permettre un ajustement des images RADAR suffisamment précis pour l'interférométrie (l'erreur de coregistrement doit être bien inférieure à la taille du pixel de l'image focalisée et non sous-échantillonnée). De même, il peut arriver que la scène d'étude ne présente pas suffisamment de relief pour que le modèle numérique de terrain puisse être une bonne image de référence en amplitude. Les changements d'amplitude de l'image RADAR sont alors essentiellement dus à l'occupation du sol par des cibles aléatoirement distribuées, et ne peuvent donc pas être modélisés à partir du seul MNE. L'amplitude RADAR de l'image de référence se révèle alors indispensable (GAMMA n'utilise d'ailleurs que le critère d'amplitude pour la coregistration).

Enfin, NSBAS propose plusieurs méthodes de correction atmosphériques : empirique ou à l'aide de modèles atmosphériques mais aussi une méthode de correction des erreurs du modèle numérique d'élévation avant l'étape de déroulement. Néanmoins pour les méthodes de corrections sur la base de modèle atmosphérique (modèle ERAI) il est nécessaire d'importer les prédictions du modèle sur un site extérieur de façon indépendante. Il est important de noter qu'au moment de la rédaction de ce manuscrit, la méthode utilisée pour la correction des franges atmosphériques dans le cadre de l'étude des séismes lents de Guerrero, n'a pas été incorporée dans la chaîne de traitement. Finalement, la chaîne NSBAS aboutit à la production de trois types de produits : la carte de vitesse de déformation (stack), la série temporelle brute ou

la série temporelle lissée.

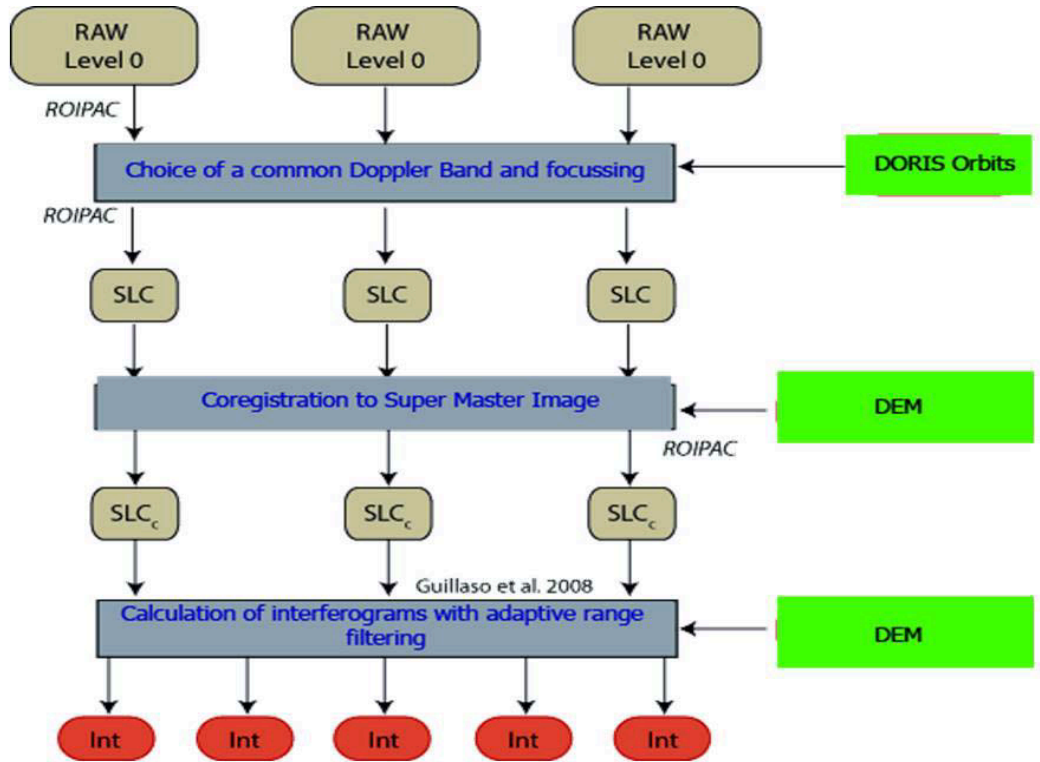


FIGURE III.18 – Chaîne (NSBAS) de production d'interférogrammes à partir d'un jeu de données brutes RADAR (Level 0) [Logde, (2011)]. Les données brutes sont focalisées en image SLC sur la base d'une bande Doppler commune et l'utilisation de vecteurs d'orbites réestimés (nommé orbites DORIS). Les images sont ensuite coregistrées sur la base d'une image d'amplitude simulée à l'aide d'un modèle numérique d'élévation (DEM). Enfin avant de procéder au calcul des interférogrammes un filtrage adaptatif en distance (range) est appliqué. La composition des paires interférométriques se fait selon la méthode des Small-Baselines.

L'objectif de cette chaîne de traitement est de mettre à disposition des outils permettant un traitement le plus automatique possible, notamment en gérant totalement la nomenclature des fichiers mais aussi en utilisant des fichiers de paramètres pour le contrôle des étapes de traitements. Cela permet de traiter un jeu de données très volumineux de façon relativement simplifiée mais peut constituer une limite d'utilisation dans le cas où l'opérateur souhaiterait intégrer dans la chaîne de traitement ses propres résultats de traitements issus d'une autre procédure.

III.5.3 GAMMA

GAMMA est un logiciel commercial développé par l'entreprise du même nom GAMMA Software (www.gamma-rs.ch) dont les membres fondateurs sont Charles Werner et Urs Wegmüller. C'est l'outil utilisé pour le traitement des données RADAR de l'étude sur le glissement postsismique de Parkfield. GAMMA est constitué, à l'image de ROI_PAC et de NSBAS, d'un ensemble très complet de programmes permettant de traiter les images RADAR depuis la données brutes jusqu'à la série

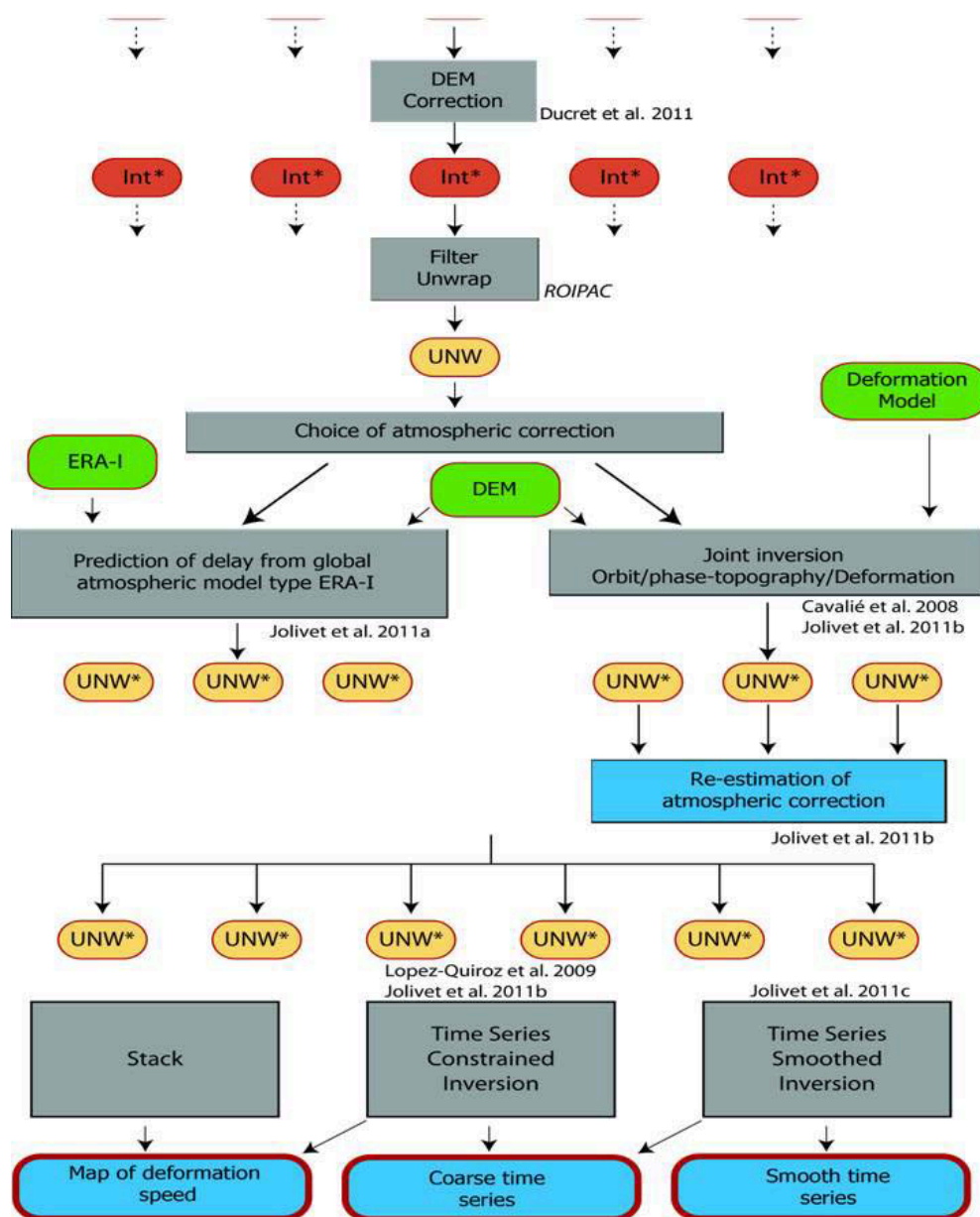


FIGURE III.19 – Chaîne NSBAS (suite) de traitement des interférogrammes et production des estimations du déplacement de la surface en ligne de visée [Logde, (2011)] (suite de la figure III.18). Une fois les interférogrammes calculés, les franges topographiques et orbitales sont corrigées et un filtrage adaptatif est appliqué. Suite à cela, les interférogrammes sont déroulés. Plusieurs méthodes de corrections atmosphériques sont proposées (empiriques, modèles atmosphériques ou itératifs notamment avec l'inversion temporelle). Enfin, à partir des interférogrammes déroulés et corrigés, trois produits sont fournis : la moyenne temporelle (stack), la série temporelle contrainte, et/ou la série temporelle lissée.

temporelle et ce, en proposant différentes méthodes (multi-baseline ou persistent-scatterers). L'ensemble des programmes constituant GAMMA est organisé en packages selon leur fonctionnalité ; le lecteur intéressé par une description des outils

disponibles dans GAMMA peut se référer au site internet ¹⁷ de l'entreprise pour une première documentation.

La première remarque à propos de GAMMA, et qui peut paraître subjective, concerne la complexité apparente des lignes de commandes liée à la grande diversité d'options, qui peut, en cas d'erreur, mener au désespoir de l'utilisateur. Cependant, en contre partie, cet ensemble de programmes dispose d'une documentation interne très complète qui permet de lever la plupart des erreurs. En effet, contrairement à NSBAS qui prend en charge la nomenclature et qui regroupe l'ensemble des paramètres contrôlant les étapes du traitement, GAMMA ne prédéfini ni les noms de fichiers de sortie ni les paramètres de procédures. Cette approche peut être source de pas mal d'erreurs de manipulation mais présente l'avantage de laisser à l'opérateur la possibilité de manipuler ses données avec plus de liberté.

17. Gamma Remote Sensing www.gamma-rs.ch. Dernière consultation : Avril 2013.

Chapitre IV

Séismes lents de Guerrero, Mexique

Sommaire

IV.1 Introduction	70
IV.1.1 Contexte tectonique	70
IV.1.2 Séismes lents	72
IV.1.3 Différents scénarios pour l'aléa sismique	74
IV.1.4 Retour sur les précédents évènements	76
IV.1.5 Ce Travail	85
IV.2 Données Insar	85
IV.2.1 Données	85
IV.2.2 Méthodologie, traitements	88
IV.2.3 Modélisation	91
IV.3 Résultats	95
IV.3.1 Moyennes pondérées	95
IV.3.2 Analyse en séries temporelles	104
IV.4 Discussion	111
IV.4.1 Comparaison au modèle de glissement	111
IV.4.2 Comparaison entre 2006 et 2009-2010	116
IV.4.3 Couverture du séisme lent de 2009-2010	120
IV.5 Conclusions	123
IV.5.1 Rappels du projet	123
IV.5.2 Rappels des résultats	123
IV.5.3 Perspectives	125

L'étude de la lacune sismique de Guerrero (Mexique) constitue la première partie de ce travail de thèse réalisée au laboratoire ISTerre-Grenoble dans le cadre de projet ANR G-Gap [ref RA0000CO69] qui vise à mieux comprendre la dynamique des séismes lents et de mieux cerner leur rôle dans le cycle sismique de subduction. Ce chapitre fait un rappel des principaux résultats obtenus à travers ce projet ANR ainsi que les résultats obtenus via l'étude InSAR.

IV.1 Introduction

IV.1.1 Contexte tectonique

La lacune sismique de Guerrero se situe le long de la côte pacifique de l'état de Guerrero au Mexique à la frontière de subduction entre la plaque Cocos et la plaque Nord-Américaine (voir figure IV.1). Plus précisément, cette lacune est contenue entre la ville d'Acapulco, au niveau des deux ruptures successives de 1962 (11 mai, $M_w 7.1$ et le 19 mai, $M_w 7.0$) [Ortiz *et al.* (2000)] à l'ouest et la ville de Papanaoa à l'est au niveau des ruptures de 1985 et 1979. La limite est de cette lacune peut être différente selon les études publiées. Par exemple, si l'on se réfère à la figure tirée de Franco *et al.* (2005), on peut voir que la lacune sismique s'étend au delà d'Acapulco vers l'Est et comprend les aspérités des séismes de 1957 ($M_w 7.8$), 1962 ($M_w 7.1$ et 7.0) et 1989 ($M_w 6.9$) [Nishenko *et Singh* (1987b), Ortiz *et al.* (2000)] qui, selon Anderson *et al.* (1994), n'ont pas accommodé tout le déficit de glissement de cette portion. Ainsi, on distingue classiquement deux lacunes sismiques : la lacune nord-ouest et la lacune sud-est (voir figure IV.1). Par la suite, on se référera à la lacune nord-ouest lorsque l'on évoquera la lacune sismique de Guerrero (indiquée par le trait épais rouge sur la figure IV.1).

Au niveau de cette zone de subduction, la plaque Cocos converge vers la plaque Nord-Américaine avec une vitesse élevée variant entre $4,7 \text{ cm.an}^{-1}$ au nord-ouest et 6.4 cm.an^{-1} au sud-est [De Mets *et al.* (1994), De Metz *et al.* (2010)]. La plaque Cocos présente deux failles transformantes : Orosco et O'Gorman (voir figure IV.1) qui doivent se prolonger sur la partie déjà entrée en subduction. La plaque Cocos en subduction sous la plaque Nord américaine se caractérise par une géométrie complexe et particulière en marche d'escalier au niveau de la lacune sismique. Ce panneau de subduction présente une partie sub-horizontale vers 35-40 km de profondeur sur une distance de près de 200 kilomètres à partir du kilomètre 80 (ou 120 km [Pacheco *et Singh* (2010)]) perpendiculairement à la fosse de subduction selon l'axe Acapulco-Mexico (voir figure IV.2). Plusieurs travaux confirment cette géométrie sub-horizontale et ce, à partir de différentes approches : sur la base de la sismicité [e.g. Pacheco *et Singh* (2010)] sur la base d'une analyse conjointe entre sismicité et gravimétrie [Kostoglodov *et al.* (1996)], par imagerie par fonctions réceptrices [Pérez-Campos *et al.* (2008), Kim *et al.* (2010), Kim *et al.* (2012)]. Néanmoins elles diffèrent légèrement sur la forme de la subduction entre 0 et 40 km de profondeur (voir section IV.1.4).

Pour délimiter la zone sismogène, Manea *et al.* (2005) rappellent que la température est le critère principal à l'origine de la différence de comportement entre zones stables et instables. Ils définissent la zone sismogène pour des températures comprises entre $100\text{-}150^\circ\text{C}$ et 350°C ce qui correspond à une profondeur comprise entre 10 et 25 km de profondeur sur les 82 premiers km depuis la fosse de subduction (voir figure IV.2). Puis entre 350°C et 450°C se trouve la zone de transition entre glissement instable et stable qui dans le cas particulier de Guerrero, est exceptionnellement étendue puisqu'elle correspond au plateau sub-horizontale situé entre 35 et 40 km de profondeur sur une distance de près de 200 km. Enfin pour les températures plus élevées, le glissement devient stable (voir section II.2.2, chapitre 2). Pérez-Campos *et al.* (2008) précisent qu'au niveau de la partie sub-horizontale, la présence d'une fine couche faiblement visqueuse doit diminuer le niveau de couplage de la plaque en subduction de la plaque continentale. La présence de cette fine couche

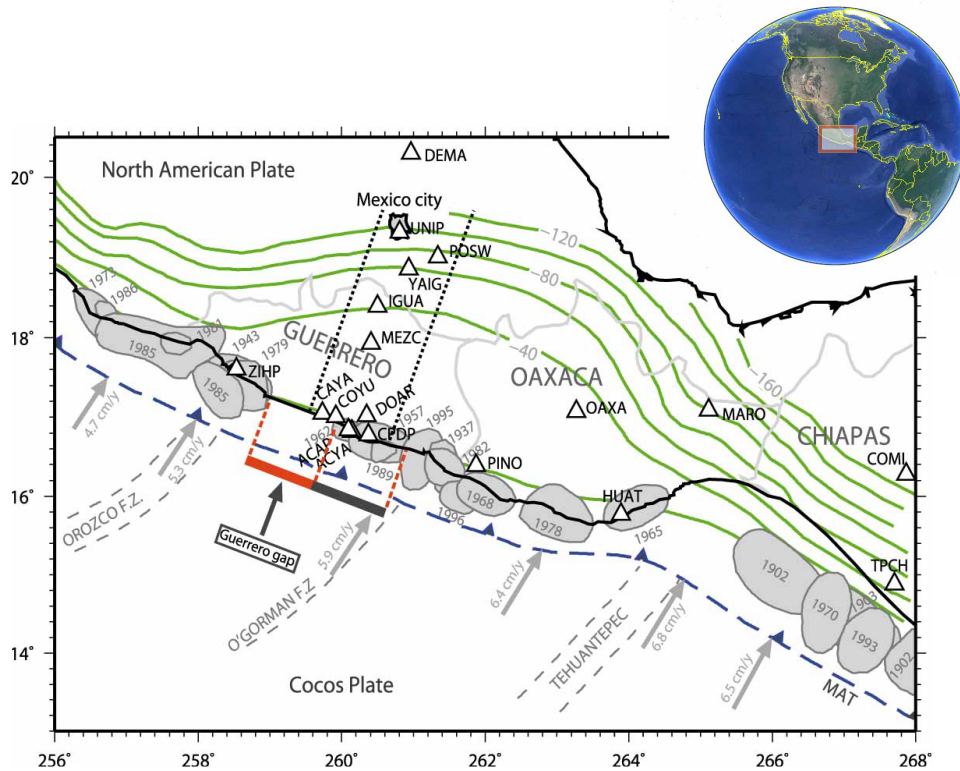


FIGURE IV.1 – Position de la lacune sismique de Guerrero au Mexique. La lacune sismique de Guerrero est indiquée par le trait rouge, la lacune sud-est par le trait noir. Les positions des séismes majeurs ($M_w \geq 6.5$) avec les dates de rupture sont indiquées par les zones grisées. La fosse de subduction est indiquée par le trait discontinu bleu et les isocontours de l'évolution de la profondeur du panneau de subduction sont représentés par les lignes continues vertes (avec indication des niveaux de profondeurs en km). Les triangles blancs symbolisent la position des stations GPS permanentes. Les flèches indiquent le sens de convergence de la plaque Cocos vers la plaque Nord-Américaine, les vitesses de convergence étant précisées à côté des flèches. Image modifiée à partir de [Vergnolle et al. \(2010\)](#), figure originale de [Franco et al. \(2005\)](#), vue globale tirée de GoogleEarth.

est aussi évoquée par [Kim et al. \(2010\)](#) pour expliquer la forme de leur fonctions de réflexion. Selon eux, cette couche doit avoir une épaisseur d'environ 3 km et doit être composée de matériaux saturés en fluides ou ayant une forte pression de pore. L'origine de cette couche peut être due au transfert de matériaux sédimentaires via le processus de subduction ou encore à la présence de matériaux résiduels issus du manteau [[Pérez-Campos et al. \(2008\)](#)]. La présence de cette couche doit favoriser, en plus de la température, un comportement stable de cette partie du panneau de subduction.

La lacune sismique de Guerrero, d'une centaine de kilomètres de longueur, n'a pas fait l'objet de séismes majeurs depuis 1911 ($M_w 7.6$ [[Anderson et al. \(2000\)](#)]) ce qui contraste avec l'activité sismique de ce secteur [[Lowry et al. \(2001\)](#)]. En effet, depuis 1911, cette frontière de subduction a accommodé le déplacement tectonique sur toute sa longueur, à l'exception de la lacune, à travers de puissants séismes à l'image de celui de 1985 ($M_w 8$), au niveau de Zihuatanejo, qui a fortement affecté la

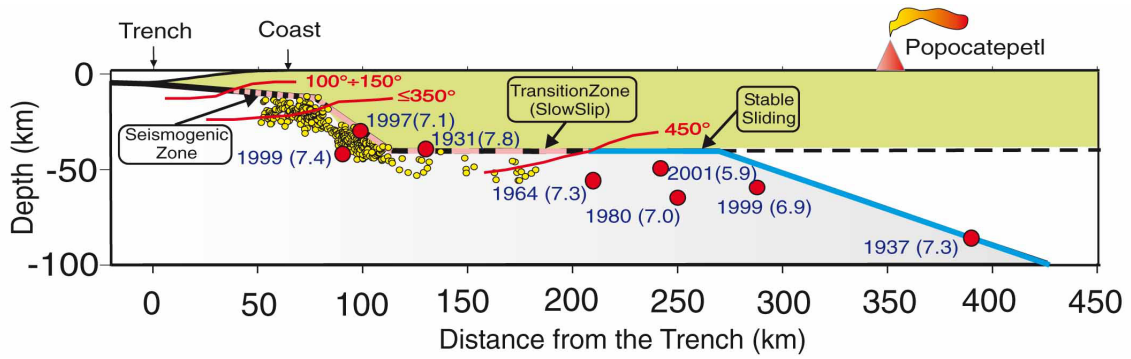


FIGURE IV.2 – Géométrie de la subduction de Guerrero au niveau de l'axe Acapulco-Mexico. La zone sismogène est délimitée par les isothermes 100-150 et 350 °C. La zone de transition se trouve entre 350 °C et 450 °C. Au delà de 450 °C, le glissement est stable, les deux plaques sont découplées. Les points jaunes représentent l'activité sismique de faible magnitude (≤ 4), les points rouges les séismes intra-slab de magnitude supérieure à 5.9. Figure extraite de *Manea et al. (2004)*.

ville de Mexico pourtant située à plus de 400 kilomètres de distance¹. En prenant en compte la vitesse de convergence entre la plaque Cocos et la plaque Nord Américaine, la lacune sismique de Guerrero afficherait aujourd'hui un déficit de glissement de près de 6 mètres depuis sa dernière rupture en 1911. Ce déficit pourrait se traduire, si l'on prend les limites les plus larges pour la lacune sismique (entre 200 km et 300 km de largeur contre 100 km pour notre définition restreinte), par un séisme de magnitude comprise entre $M_w 8.2$ ou $M_w 8.4$ [*Anderson et al. (1989)*, *Suarez et al. (1990)*, *Singh et al. (1991)*]. Les conséquences qu'aurait un tel événement sur la ville d'Acapulco et de Mexico et le risque tsunamique associé, ont fait de cette région un site d'étude d'intérêt majeur pour l'évaluation de l'aléa sismique de ce secteur et l'estimation du risque sismique, mais aussi tsunamique, associés.

IV.1.2 Séismes lents

L'installation d'une station permanente GPS à Cayaco (CAYA), près de la frontière est de la lacune, en janvier 1997, a permis de relever la présence de déformations du sol à très grandes échelles dont les distributions ainsi que les amplitudes correspondent à une déformation de type rebond élastique d'un séisme de subduction classique mais se déroulant sur plusieurs mois [*Lowry et al. (2001)*] (voir figure IV.3). *Lowry et al. (2001)* interprètent cette déformation comme la signature d'un séisme lent survenant au niveau de la lacune sismique. Depuis lors, un effort d'instrumentalisation de ce site en stations GPS permanentes a été mené, entre autres, à travers le projet ANR G-Gap [ref RA0000CO69, *Cotte et al. (2009)*]. Depuis 1997 à aujourd'hui, 4 de ces événements ont été détectés et suivis grâce aux stations permanentes en 1998, 2001-2002, 2006 et 2009-2010 [*Lowry et al. (2001)*, *Kostoglodov et al. (2003)*, *Cotte et al. (2009)*, *Radiguet et al. (2010)*, *Vergnolle et al. (2010)*,

1. La ville de Mexico a été en partie contruite sur un ancien lac asséché artificieusement et dont le sol est un bassin d'alluvions lacustres qui peut rentrer en résonance lors du passage d'ondes sismiques. En 1985, lors du séisme de $M_w 8.5$, les fréquences de vibrations du sol entre 0.3 et 0.5 Hz ont été amplifiées et prolongées dans le temps. Cette gamme de fréquences étant critique pour les bâtiments. Le séisme de 1985, a fait plus de 10000 morts, 300000 sans abris et près de 1000 bâtiments ont été détruits et ce, uniquement pour la ville de Mexico.

Walpersdorf *et al.* (2011), Radiguet *et al.* (2012), Cavalié *et al.* (2013)]. Avec une périodicité apparente de 4-4.5 ans, ces séismes lents sont identifiés comme présentant la plus grande magnitude de moment (M_w 7.5) ainsi que la plus grande extension spatiale que l'on ait recensé parmi tous ceux déjà observés dans le monde (Kostoglodov *et al.* (2003) proposent une estimation de la surface affectée par ces déformations d'environ $500 \times 250 \text{ km}^2$).

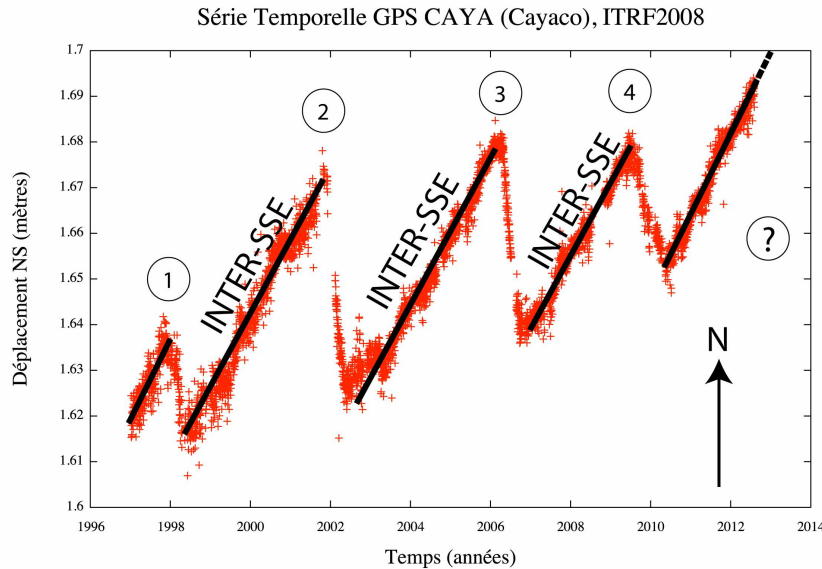


FIGURE IV.3 – Station GPS permanente CAYA installée depuis 1997, composante nord-sud (sens positif : sens sud-nord). Depuis 1997, 4 séismes lents ont été enregistrés sur cette station. Compte tenu du caractère périodique de ces phénomènes, le prochain séisme lent de Guerrero devrait se produire en 2014. Les données affichées ont été traitées par Andréa Walpersdorf et Nathalie Cotte, projet G-GAP [Vergnolle *et al.* (2010), Walpersdorf *et al.* (2011)] (communication personnelle).

Ce comportement particulier de la zone de subduction au niveau de la lacune sismique de Guerrero repose la question du déficit de glissement accusé par cette portion de la côte Mexicaine par rapport à son environnement immédiat [Vergnolle *et al.* (2010)]. En d'autres termes, la lacune sismique de Guerrero est-elle toujours la manifestation d'un secteur fortement chargé accommodant le déficit de glissement à travers de puissants séismes comme pensé initialement, ou bien s'agit-il d'une zone qui se décharge régulièrement (totalement ou partiellement) à travers cet autre mode de relaxation que sont les séismes lents ?

Pour mieux comprendre comment ces glissements conditionnent l'aléa sismique de ce secteur, il est nécessaire d'accéder à la distribution ainsi qu'à l'amplitude des glissements sur le plan de subduction à l'origine des déformations mesurées en surface. À partir de cette information, il est ensuite possible de mieux appréhender l'impact effectif de ce type de comportement sur l'aléa sismique et son évolution. Deux scénarios simples, privilégiés, sont envisagés qui permettent de se représenter, au premier ordre, l'impact de ces mécanismes sur l'aléa sismique local.

IV.1.3 Différents scénarios pour l'aléa sismique

Lors du régime inter-SSE (équivalent de la période intersismique entre deux séismes lents, voir figure IV.3), la convergence tectonique entraîne une accumulation des contraintes qui s'organisent autour de la zone sismogène plus en surface du plan de subduction (entre 10 et 25 km de profondeur) ainsi qu'au niveau de la zone de transition fragile-ductile qui, dans le cas de Guerrero, prend la forme d'un plateau sub-horizontale à 40 km de profondeur (voir figure IV.4 (a)).

Scénario 1

Pour le premier scénario, les glissements asismiques profonds, initiés dans la zone de transition (partie sub-horizontale), parviennent à pénétrer la zone sismogène plus en surface (voir figure IV.4 (b)) et permettent d'accommoder totalement ou partiellement le déficit de glissement au niveau de la lacune sismique. Dans ce cas de figure, les contraintes au niveau de la lacune sont libérées lors de la réalisation du séisme lent, rallongeant ainsi le délai qui nous sépare du prochain séisme majeur qui prendrait place au niveau de la lacune. Cependant, en contrepartie, la diminution des contraintes au niveau de la lacune correspond, aussi, à une augmentation des contraintes aux périphéries. Ainsi, selon ce cas de figure, les séismes lents ont pour conséquences d'accentuer le contraste de déficit de glissement entre les parties profondes et plus en surface mais aussi de segmenter latéralement les zones sismogènes plus en surface en accommodant de façon non uniforme le déficit de glissement accumulé lors de l'inter-SSE.

Scénario 2

Pour le deuxième scénario, le glissement asismique ne traverse pas la zone sismogène et se limite à la partie sub-horizontale du panneau de subduction. Dans ce cas, les contraintes accumulées lors de la périodes inter-SSE sont transférées sur la partie sismogène, plus en surface, au niveau de la lacune. Les séismes lents augmentent ainsi le différentiel de déficit de glissement entre les parties profondes et les parties plus en surface du panneau de subduction favorisant la réalisation d'un séisme dans la partie sismogène (à l'image de 1911). Ainsi, en plus du chargement tectonique, les séismes lents présents sur Guerrero, augmentent temporairement le taux de chargement tectonique (voir figure IV.4 (c)) au niveau de la lacune en transférant la charge des parties profondes du plan de subduction vers les parties plus sismogènes en surface.

Un scénario plus complexe.

Les deux scénarios présentés ici simplifient à l'extrême les façons dont l'aléa sismique peut être impacté par ces mécanismes de relaxation. Il est fortement possible que la réalité soit plus complexe. En effet, rien ne laisse penser que ces phénomènes soit constants dans le temps, à la fois en ce qui concerne leur périodicité, leur extensions, leur amplitude. De même, ce mode de relaxation (libération lente des contraintes tectoniques) est sans doute transitoires dans le cadre d'un cycle sismique plus étalé dans le temps et ce bien que les conditions de son apparition restent encore à déterminer. Ainsi, l'impact de ces mécanismes sur l'aléa sismique locale est de redistribuer les charges accumulées lors de la période inter-SSE, avec tout ce

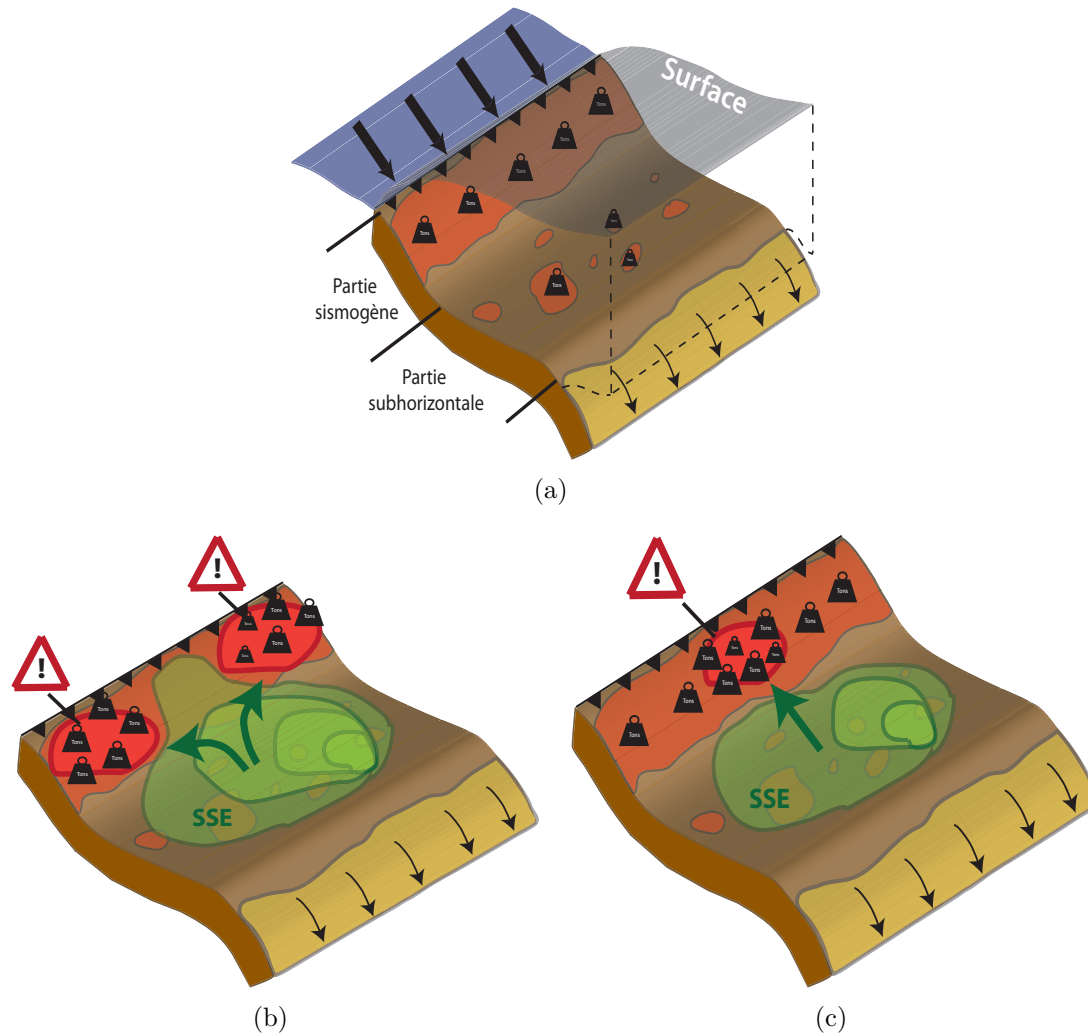


FIGURE IV.4 – *Présentation de deux scénarios de redistribution des charges tectoniques dans la partie sismogène du plan de subduction en fonction de la distribution du glissement d'un séisme lent. Les masses noires symbolisent le chargement tectonique, la surface verte représente la distribution du glissement sur le plan de subduction associée au séisme lent. Les flèches vertes foncées montrent le sens du transfert de charge de la zone affectée par le glissement asismique vers les zones statiques. La figure (a) présente la configuration de chargement tectonique lors de la période inter-SSE, la figure (b) présente le premier scénario de glissement : à travers la partie sismogène. Enfin, la figure (c) présente le deuxième scénario où le glissement est contenue sur la partie sub-horizontale.*

que cela peut impliquer comme conséquences notamment au niveau d'aspérités à la limite de rupture. Pour ces raisons, il est important de pouvoir suivre ces séismes lents, d'estimer la distribution et l'amplitude du glissement associées sur le plan de subduction, sur de plusieurs cycles afin de pouvoir caractériser leur impact au long terme, notamment en ce qui concerne le conditionnement des séismes de subductions futurs y compris les méga-séismes de magnitude de moment supérieure à 8.

IV.1.4 Retour sur les précédents évènements

L'évolution de la compréhension des glissements lents de Guerrero va de pair avec la densification du réseau de mesures (notamment GPS mais aussi par l'installation de réseaux sismologiques) ainsi que la prolongation de l'historique d'enregistrement, qui permet de suivre l'évolution de ces phénomènes d'une réalisation à une autre. Plus particulièrement, les deux derniers évènements recensés par le réseau GPS (2006 et 2009-2010) ont pu faire l'objet d'études plus approfondies en permettant de comparer à la fois leur distribution en surface de la déformation, mais aussi leur distribution du glissement sur le plan de subduction associées. Nous rappelons ici quelques résultats obtenus sur les évènements de la lacune de Guerrero qui permettent de positionner le travail mené au cours de cette thèse. Les résultats présentés ici se limitent aux estimations de la distribution du glissement sur le plan de faille et le couplage au long terme de la lacune sismique de Guerrero. Des informations complémentaires notamment sur la dynamique des trémors non volcaniques en relation avec la dynamique des séismes lents de Guerrero peuvent être trouvées dans la publication de [Zigone *et al.* \(2012\)](#) ou sur la relation entre la variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques et la dynamique des séismes lents de Guerrero dans [Rivet *et al.* \(2012\)](#).

Séries temporelles GPS et inversions

À partir des séries temporelles GPS publiées par [Vergnolle *et al.* \(2010\)](#), [Radiguet *et al.* \(2012\)](#) proposent une distribution de glissement pour trois des évènements enregistrés, à savoir les glissements lents de 2002, 2006 et 2009-2010. Ces modèles de glissement, sont issus d'une inversion du déplacement total cumulé enregistré pour chaque évènement par les GPS et à l'aide d'un modèle de dislocations dans un demi-espace élastique stratifié (voir [Radiguet *et al.* \(2011\)](#) et [Radiguet *et al.* \(2012\)](#) pour plus de détails). Pour modéliser le plan de subduction, les auteurs utilisent deux géométries privilégiées qu'ils comparent (voir figure IV.5). Les deux configurations s'accordent sur la position, l'extension à partir de la fosse de subduction et la profondeur de la partie sub-horizontale mais diffèrent pour la zone sismogène. La première configuration (A) présente trois niveaux de pendage différents : $\sim 10^\circ$ sur les 80 premiers kilomètres depuis la fosse de subduction, puis $\sim 20^\circ$ entre 80 et 115 kilomètres depuis la fosse et enfin devient horizontale à partir du kilomètre 115 jusqu'au kilomètre 270 avant de replonger dans le manteau avec un pendage de 20° . La seconde configuration (B) présente deux niveaux de pendage différents : $\sim 15^\circ$ entre la fosse et le kilomètre 115 puis le panneau de subduction devient sub-horizontale avant de replonger dans le manteau à partir du kilomètre 270. Le modèle du plan de subduction est construit sur ces modèles et se présente sous la forme d'une grille de près de 468 km de long parallèlement à la fosse de subduction sur près de 250 km perpendiculairement à la fosse. Chaque élément de la grille a une dimension de

12.5km×13km.

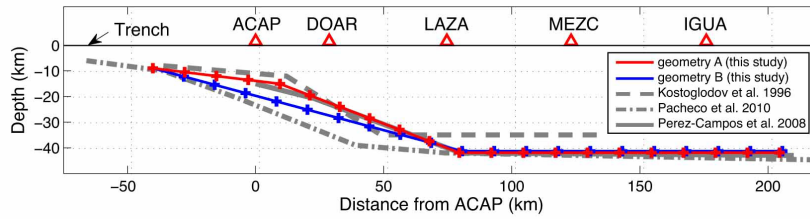


FIGURE IV.5 – Différentes géométries de la subduction de Guerrero au niveau de l'axe Acapulco-Mexico. Plusieurs géométries sont proposées selon la source bibliographique. *Radiguet et al. (2012)* compare deux géométries pour leur inversions. La première (A) en rouge, présente trois niveaux de pendage tandis que la deuxième (B) en bleu, ne présente que deux niveaux de pendage. Figure extraite de *Radiguet et al. (2012)*. Note : la référence pour l'estimation des distance est ici la côte, dans le texte, notre référence d'origine est la fosse de subduction.

Les résultats des inversions sont présentés figure IV.8. La discussion détaillée sur les différences entre les deux géométries peut être trouvée dans l'article à partir duquel cette figure est tirée [*Radiguet et al. (2012)*]. On peut juste préciser que l'on n'observe pas de différences notables de la distribution du glissement, entre les deux configurations (A et B) sauf pour l'évènement de 2009-2010. Nous nous concentrerons donc sur les différences du glissement sur le plan de subduction entre les différents évènements et non entre les différentes géométries.

La première observation concerne la distribution elle même qui diffère d'un évènement à un autre. On voit par exemple que le séisme lent de 2006 affecte la partie sismogène sur toute son épaisseur au niveau de la lacune sismique alors que pour les évènements de 2002 et de 2009-2010 les glissements bien qu'affectant la base de la partie sismogène semblent plus contenus. La différence entre ces distributions peut être due à la combinaison de deux éléments : la densification du réseau de GPS permanents d'un évènement à un autre (nous en discutons plus loin) et/ou une évolution de la distribution du glissement en rapport avec la dynamique des séismes lents. Cependant, pour les trois évènements, le maximum du glissement se localise au niveau de la lacune sismique à la base de la zone sismogène avec une amplitude du glissement pouvant atteindre un peu plus de 15 cm (voir figure IV.8).

Radiguet et al. (2012) font une estimation des magnitudes équivalentes pour ces trois évènements à partir de leur modèle de glissement et confirment les estimations précédentes faites sur les évènements de 2001-2002, et 2006 qui étaient initialement estimées autour de 7.5M_w [*Kostoglodov et al. (2003)*, *Larson et al. (2004)*]. Leurs nouvelles estimations sur la base de leurs modèles géométriques de la subduction sont rappelées ici sous forme d'un tableau (tableau IV.1).

Ces modèles semblent montrer que la lacune sismique de Guerrero peut être affectée au niveau de la partie sismogène du panneau de subduction, ce qui au regard des scénarios présentés précédemment (voir section IV.1.3), semble privilégier la première version où le déficit de glissement dans la partie sismogène est accommodée au niveau de la lacune mais pas au niveau des périphéries. Ces caractéristiques d'amplitudes et de distribution du glissement distinguent les séismes lents de Guerrero par rapport à ceux recensés par exemple à Nankai (Japon) ou en Alaska ou encore aux Cascades (Canada) où les glissements sont limités aux zones de transitions (voir le chapitre 2 section II.3).

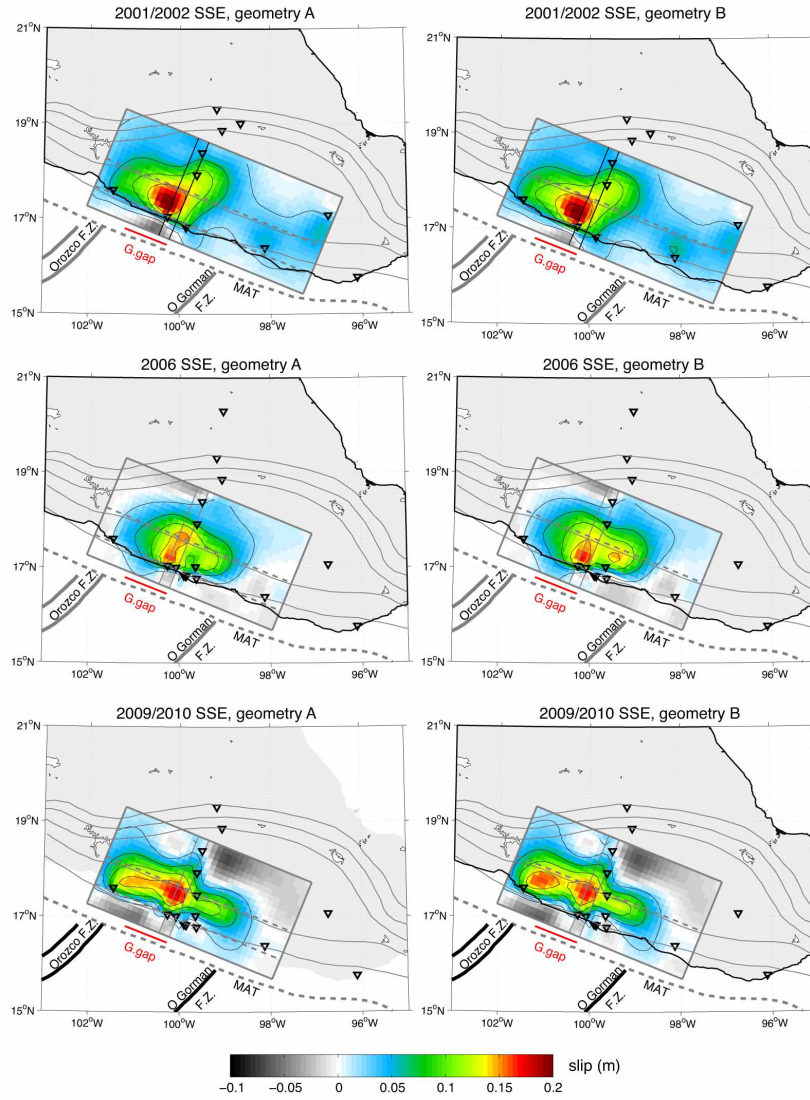


FIGURE IV.6 – Inversions statiques des séries temporelles GPS du réseau G-Gap effectuée par [Radiquet et al. \(2012\)](#) en glissement sur le plan de subduction. Déplacement perpendiculaire à la fosse de subduction. Les trois événements sont représentés : première ligne (2001), deuxième ligne (2006) et enfin troisième ligne (2009-2010). La première colonne correspond au premier modèle de subduction (A) et la deuxième colonne correspond au deuxième modèle (B) (voir figure IV.5). Les triangles inversés représentent les stations GPS utilisés pour ces inversions. Les iso-contours sont fixés par intervalle de 4 cm. Les lignes en pointillés gris limitent les différents niveaux de pendage pour les deux géométries A et B. Dans le modèle A, ces trois lignes correspondent aux profondeurs 0, 20 et 40 km, et pour le modèle B, à 0 et 40 km de profondeur. Pour rappel, la zone sismogène est définie entre 10 et 25 km de profondeur. Figure extraite de [Radiquet et al. \(2012\)](#).

Le séisme lent de 2009-2010

Le suivi à l'aide des stations GPS des déformations lentes laissait prévoir une réalisation courant 2010 [[Cotte et al. \(2009\)](#)]. Or le séisme lent 2009-2010, comme son nom l'indique s'est initié plus tôt que prévu [[Walpersdorf et al. \(2011\)](#)]. Il présente une durée de près de 14 mois (contre 11 mois pour 2001-2002 et 2006 [[Vergnolle et al.](#)

Dates	M _w	gliss. moy. (cm)	surf. af. (10 ⁴ .km ²)	M _w lacune	gliss. moy. lacune (cm)
2001-2002	7.65 (7.66)	6.2	11.94 (11.90)	7.34	9.4 (9.3)
2006	7.49 (7.51)	5.7	6.43 (6.87)	7.24 (7.25)	7.7 (7.9)
2009-2010	7.53	6.3 (6.4)	6.66 (6.55)	7.24	9.2 (8.6)

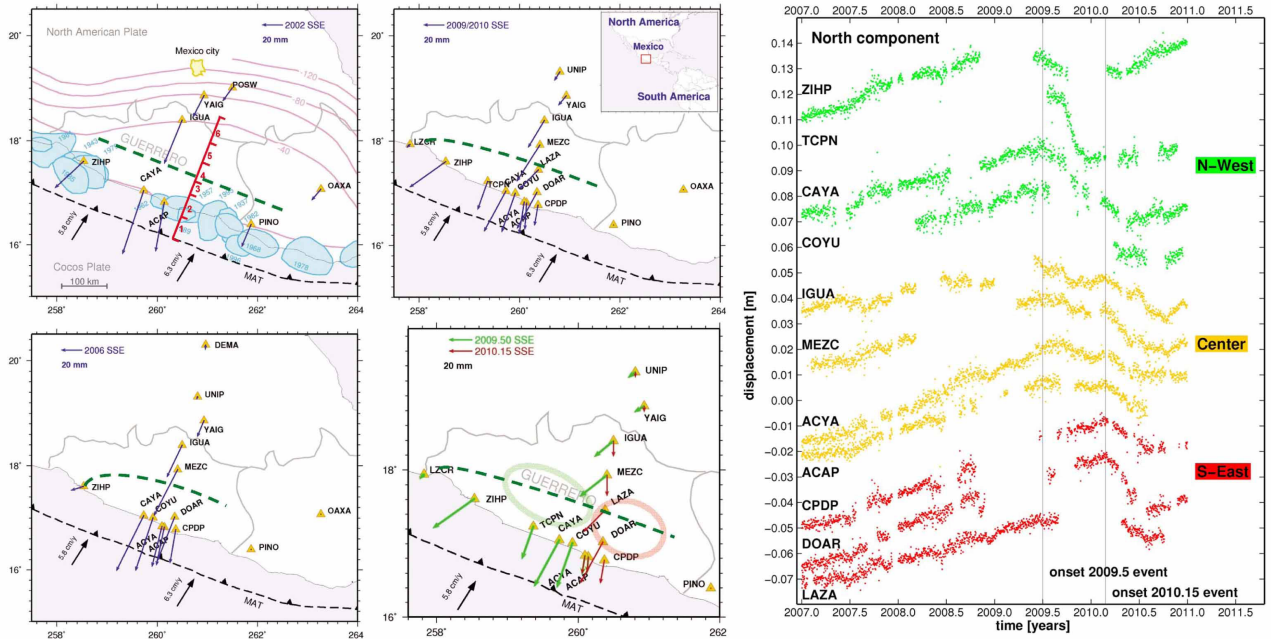
TABLE IV.1 – *Caractéristiques des trois glissements lents (2001-2002, 2006, 2009-2010) estimées par Radiguet et al. (2012). Valeurs entre parenthèses correspondent aux estimations faites à partir de la géométrie B lorsqu'elles diffèrent de celles estimées à l'aide de la géométrie A. Les glissements pris en compte pour le calcul des magnitudes sont supérieurs à 1cm. (Valeurs tirées de Radiguet (Thèse) (2011)).*

(2010)) et a débuté au plus tôt vers Zihuatanejo vers juillet 2009 jusqu'à août 2010 (voir figure IV.7, première figure à droite). Le séisme lent de 2009-2010 a d'abord été détecté au niveau de la station placée à Zihuatanejo, puis, s'est propagé d'ouest en est tout en suivant une évolution complexe entre la côte et la ville de Mexico (selon l'axe Acapulco-Mexico).

Radiguet et al. (2012) proposent une inversion cinématique du glissement lent de 2009-2010. Ce séisme lent a la particularité de s'être déroulé en deux étapes [Walpersdorf et al. (2011)] : une première phase du glissement entre mi 2009 et 2010 et une seconde entre 2010 et mi 2010 (voir figures IV.7 et IV.8). On peut voir sur la figure IV.8 la localisation spatiale sur le plan de faille des distributions des glissements associés à chaque sous-événement : la première phase à gauche et la seconde à droite. Chacune de ces distributions affecte une surface différente du panneau de subduction de part et d'autre de l'axe Acapulco-Mexico. La seconde moitié du glissement lent aurait été déclenchée par le passage des ondes S suite au séisme de Maule (Chili, M_w8.8, 28 février 2010) [Zigone et al. (2012)]. Il est intéressant de noter que pour initier théoriquement un glissement lent, il est nécessaire que la contrainte normale soit faible et la faille dans un état proche du seuil de rupture. Ceci peut rappeler les conditions nécessaires pour que le passage d'ondes acoustiques affecte la stabilité d'un milieu granulaire c'est à dire, une contrainte normale faible et le système proche de la rupture [Johnson et al. (2008)]. L'initiation de la seconde moitié du séisme lent par des ondes sismiques serait alors un élément qui corborerait les hypothèses sur l'état de contrainte (faible) et sur la stabilité (critique) nécessaires pour que des séismes lents puissent se réaliser. Cependant, pour les séismes d'Haiti (M_w7.0, le 12 janvier 2010), de Mexicali (Basse Californie, M_w7.2, 4 avril 2010) et de Tohoku-Oki (Japon, 11 avril 2011), Zigone et al. (2011) n'observent pas de comportement similaire (ie, une augmentation de l'activité des tremors non volcaniques associables à ces événements sismiques au niveau de la lacune sismique de Guerrero).

Couplage au long terme

Toujours, sur la base des séries temporelles GPS, l'analyse du bilan de glissement sur les 12 dernières années menée par Radiguet et al. (2012), comprenant ainsi 3 séismes lents, montre que le taux de chargement effectif de la lacune sismique de Guerrero est d'1/4 inférieur à ce qui se déroule sur le reste de la zone de subduction (voir figure IV.9). Les auteurs montrent que cette différence est essentiellement due à la présence des glissements asismiques affectant la lacune sismique qui accommodent partiellement le déficit de glissement accumulé le long de cette lacune



[Walpersdorf et al. , (2011)]

FIGURE IV.7 – Distribution de la déformation horizontale cumulée de l'ensemble des séismes lents (2001-2002, 2006, 2009-2010) (haut gauche), uniquement celle de 2001-2002 (bas gauche), celle de 2006 (haut droite) et celle de 2009-2010 (bas droite) vue par le réseau GPS G-GAP. Les déplacements sont relatifs à la plaque Nord Américaine, la limite de transition entre le mouvement vertical positif et négatif est délimitée par le trait vert. Dans le cas du séisme lent de 2009-2010, les flèches vertes correspondent au déplacement lors de la première phase du glissement et les rouges pour la seconde. La figure de droite présente l'évolution temporelle de la composante nord des stations GPS entre 2007 et 2011. Les profils verts regroupent les stations affectées par la première phase de glissement entre juillet 2009 et début 2010 uniquement, en rouge les stations affectées par la deuxième phase entre début 2010 et mi-2010 enfin, les jaunes les stations affectées par les deux phases. Figure extraite de Walpersdorf et al. (2013).

et ainsi, n'excluent pas la réalisation d'un séisme majeur accommodant la fraction du déficit de glissement non accommodée à l'image de celui survenu en 1911. Ils observent en outre que les zones plus fortement couplées correspondent à la position des aspérités des séismes majeurs ayant eu lieu le siècle dernier. Notamment au niveau des périphéries de la lacune sismique à l'est d'Acapulco mais aussi au niveau du maximum de glissement des séismes lents enregistrés par le réseau GPS.

Interférométrie radar

Même si les séries temporelles GPS permettent de faire une description fine de la dynamique des séismes lents sur le site de Guerrero, elles ne permettent pas cependant de contraindre la distribution spatiale des déformations en surface générées par ces mécanismes à l'image de ce que peut faire l'interférométrie RADAR par exemple. Ainsi, dans le cas du séisme lent de 2006 deux études InSAR ont été publiées permettant de mettre en avant la déformation totale cumulée associée à l'évènement

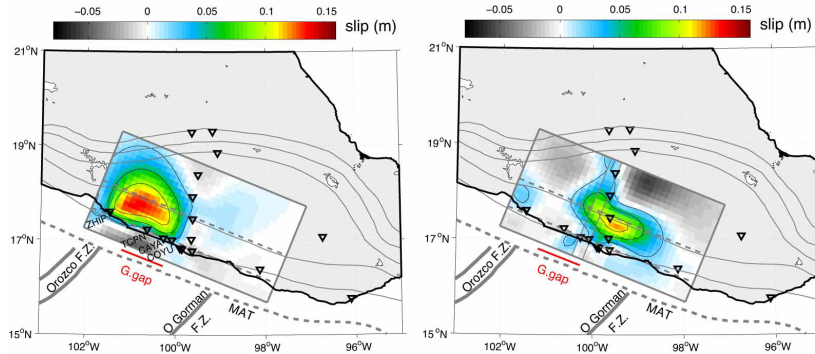


FIGURE IV.8 – Inversions dynamiques du séisme lent de 2009-2010 à partir des séries temporelles GPS du réseau G-Gap effectuées par [Radiguet et al. \(2012\)](#) en glissement sur le plan de subduction (géométrie A). Déplacement perpendiculaire à la fosse de subduction. Le séisme lent de 2009-2010 s'est déroulé en deux étapes dont la première est présentée sur la figure de gauche et la seconde figure de droite. L'évolution détaillée de la propagation du séisme lent montre une progression de l'ouest vers l'est. L'initiation de la seconde moitié du séisme lent aurait, selon [Zigone et al. \(2012\)](#), été provoquée par le passage des ondes S provoquées par le séisme de Maule en 2010. Figure extraite de [Radiguet et al. \(2012\)](#).

[[Hooper et al. \(2011\)](#), [Cavalié et al. \(2013\)](#)]. La figure IV.10 présente l'estimation de la déformation en ligne de visée radar effectuée par [Cavalié et al. \(2013\)](#). Ces deux études, basées sur des données du satellite Envisat estiment un champ de déformation en surface très similaires bien que les méthodes utilisées soient différentes (persistent scatterers contre stacking). [Cavalié et al. \(2013\)](#), qui ont appliqué la méthode du stacking (un stack d'interférogrammes à courtes lignes de bases perpendiculaires) proposent une estimation du glissement sur le plan de faille par inversion conjointe InSAR-GPS (selon le modèle A de géométrie de la subduction) (figure IV.11). Leur estimation finale du glissement rejoint celle effectuée par [Radiguet et al. \(2010\)](#) concernant la présence d'un maximum de glissement au niveau de la lacune ainsi qu'une distribution du glissement qui dépasse largement les limites de la lacune sismique. Cependant, l'apport de l'InSAR dans leur inversion permet d'augmenter la quantité de glissement au niveau de la partie sub-horizontale, au dessus d'Acapulco (en termes de distance horizontale à partir de la fosse de subduction), sans parvenir à traverser la partie sismogène. Ils émettent alors comme hypothèse que le temps de récurrence plus court de séismes significatifs ($M_w 7.8$ en 1957) au niveau de lacune sud-est de Guerrero (au sud-est d'Acapulco, au niveau des zones de ruptures de 1957, 1962 et 1989, voir figure IV.1) peut être lié à la présence de ces glissements lents plus profonds qui chargent la partie sismogène (premier scénario de l'impact des séismes lents sur l'aléa sismique, figure IV.4 (b)).

Les travaux de [Cavalié et al. \(2013\)](#) sont à la base de ce travail car ils ont montré que, sous certaines conditions, il est possible d'appliquer la méthode d'interférométrie radar différentielle au contexte de cette étude caractérisé par des déformations de faibles amplitudes sur une grande extension spatiale et ce, sur un terrain présentant une grande variabilité de relief et la présence d'une végétation dense.

Concernant la sensibilité de l'interférométrie radar aux déplacements de la surface, on peut souligner le fait que, dans notre cas de figure, le signal de déformation sera surtout représentatif de la composante verticale. En effet, l'essentielle de la

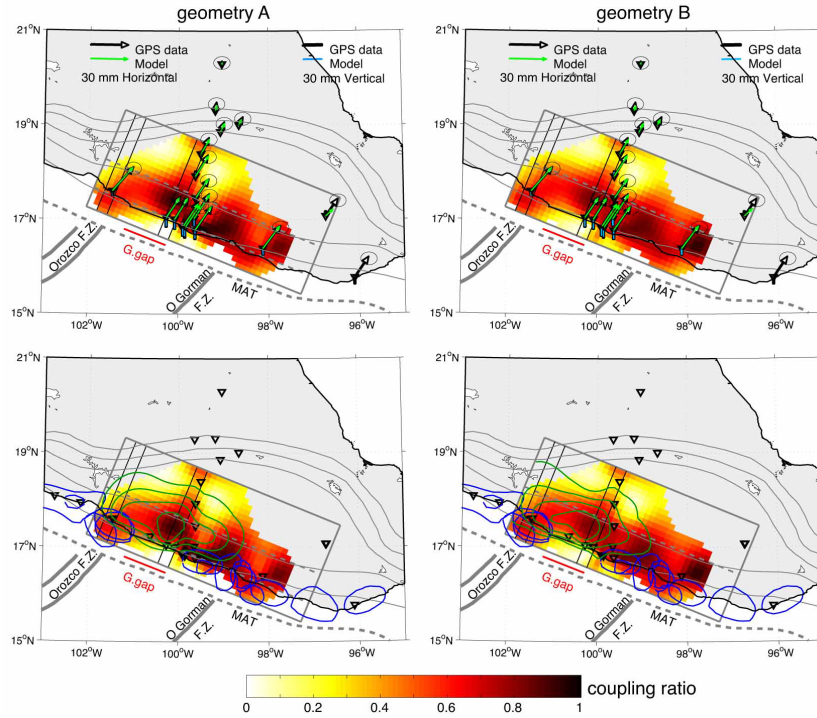


FIGURE IV.9 – Cartes de couplage interplaque estimées à partir du déplacement au long terme enregistré à partir des séries temporelles GPS du projet G-GAP. Les figures de gauche sont selon la géométrie A les figures de droite selon la géométrie B. Le glissement cumulé des trois derniers glissements lents est représenté par des iso-contours (par pas de 10cm) pour chacune des géométries. Les figures supérieures compare le modèle de déplacement intersismique avec les données GPS intégrées sur une année, les figures inférieures comparent la carte de couplage intersismique avec la localisation des séismes majeurs de cette région (cercles bleus). Figure extraite de *Radiguet et al. (2012)*.

composante horizontale du déplacement en surface est quasiment perpendiculaire au vecteur de visée ($\vec{\text{los}}$) ce qui la rend pratiquement imperceptible à l'InSAR. C'est l'une des limitations de ce type d'approche par rapport notamment aux mesures GPS.

Questions en suspens

L'introduction de l'interférométrie radar pour l'estimation du glissement sur le plan de subduction a permis d'affiner notre compréhension du rôle des séismes lents dans la mise en place des futurs séismes majeurs de ce secteur, et ce, sur l'exemple de celui de 2006. En effet, bien que l'étude de *Cavalié et al. (2013)*, utilisant l'interférométrie radar, estime un glissement affectant plus la partie profonde du panneau de subduction que ce que proposent *Radiguet et al. (2012)*, les deux études observent que l'extension spatiale des séismes lents dépassent largement les limites de la lacune sismiques et donc impactent plus largement l'aléa sismique local. Ils observent que la lacune sismique de Guerrero est affectée dans sa partie sismogène par ces glissements favorisant ainsi le premier scénario évoqué précédemment (voir figure IV.4 (b)).

Malgré la densification de l'instrumentalisation du site de Guerrero, l'extension

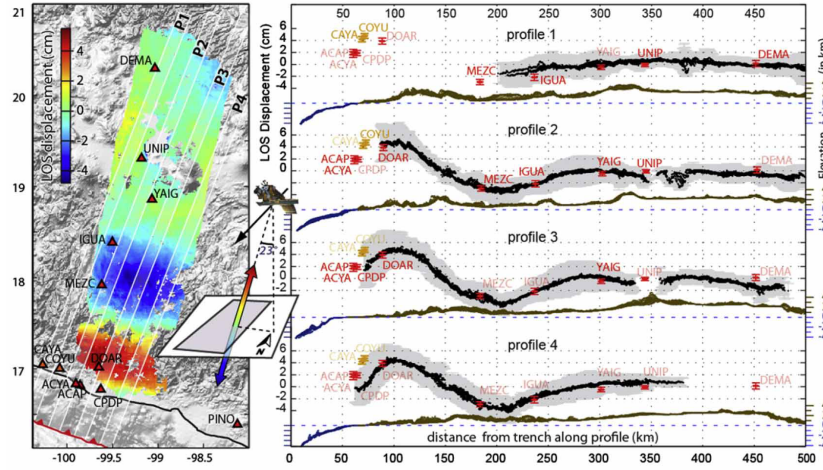


FIGURE IV.10 – Déplacement cumulé en surface pour le séisme lent de 2006, estimé par interférométrie radar différentielle par *Cavalié et al. (2013)* en ligne de visée radar (l'éloignement du satellite est défini négatif), fauchée 255 mode descendant, i2, bande C, Envisat. La carte de déplacement moyen est présentée à gauche avec les profils dont les traces sont représentées sur l'image par des rectangles blancs (7 km de largeurs). Les profils InSAR sont comparés au données des GPS-permanents et l'évolution de la topographie est présentée en parallèle. Figure extraite de *Cavalié et al. (2013)*.

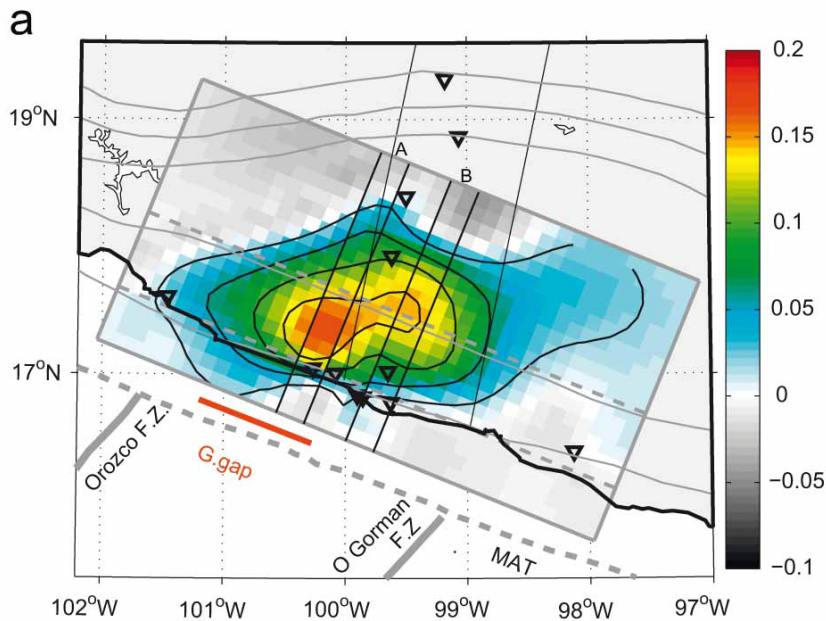


FIGURE IV.11 – Inversions conjointe GPS-InSAR du déplacement total cumulé en glissement sur le plan de faille pour l'évènement de 2006 selon la géométrie A de la subduction (trois niveaux de pendage). Les positions des stations GPS sont rappelées par les triangles inversés et la position de la fauchée RADAR est représentée par le grand cadre noir. Figure extraite de *Cavalié et al. (2013)*.

spatiale de la déformation en surface des séismes lents demeure mal contrainte. Le réseau des stations GPS permanentes ne permet pas de couvrir les déformations dues aux séismes lents avec un échantillonnage spatiale homogène ce qui a pour

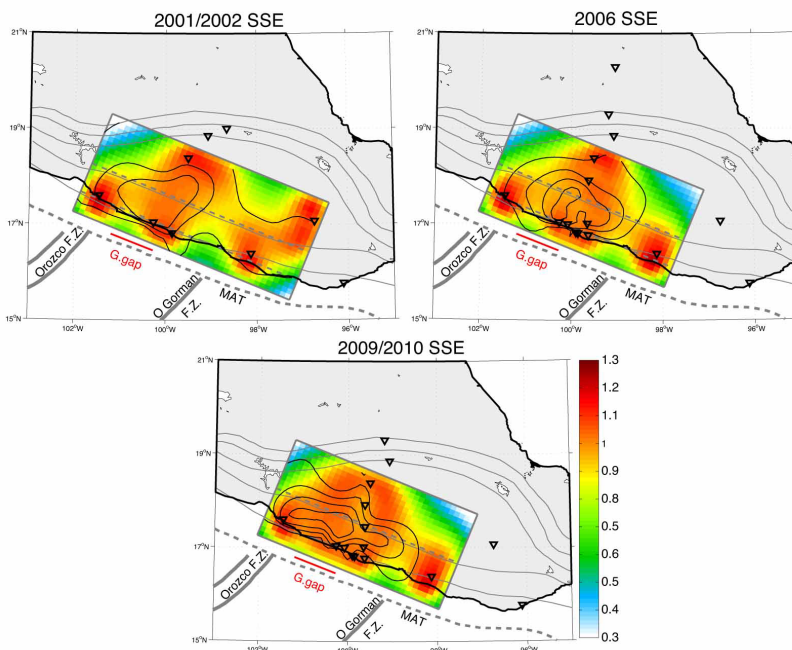


FIGURE IV.12 – Estimation de la résolution, sur le plan de faille, de l'estimation du glissement à partir des séries temporelles GPS [Radiquet et al. (2012)]. Les valeurs proches de 1 (Supérieures à 0.85) sont considérées comme ayant une bonne résolution de la distribution du glissement. On observe une évolution de cette résolution en fonction de la densification du réseau de stations GPS entre les différents évènements étudiés. On observe que cette résolution n'est pas égale sur tout le plan de subduction et présente des maxima locaux au niveau de la position des GPS. Figure extraite de Radiquet et al. (2012).

conséquence un défaut d'informations notamment en ce qui concerne l'extention spatiale de la déformation, bien que cela soit critique pour mieux contraindre la distribution du glissement sur le plan de subduction. La distribution initiale des stations GPS sur l'axe Acapulco-Mexico et l'axe Acapulco-Zihuatanejo permet de bien contraindre la déformation parallèlement à la fosse de subduction au niveau de la côte mais aussi perpendiculairement à la fosse de subduction selon l'axe Acapulco-Mexico. Cependant, toute la surface couvrant la partie située plus dans les terres, au nord de la côte, au niveau de la lacune et de sa limite ouest (Zihuatanejo), ne dispose pas d'une densité d'instrumentalisation comparable. Pourtant cette zone semble être tout autant affectée par des déformations de surface associables aux séismes lents bien qu'elles semblent décalées en temps par rapport à ce qui se passe à Acapulco (d'après la série temporelle du GPS permanent installé à Zihuatanejo). Les raisons de cette limitation sont multiples entre les difficultés d'accès de cette région, la sécurité des personnes en charge de l'installation (narcotraficants), de la maintenance du matériel mais aussi du rapatriement des données (difficulté d'avoir du personnel en local pour maintenir le réseau). Ainsi, l'une des questions principales concerne l'extension spatiale est-ouest et nord de cette déformation.

IV.1.5 Ce Travail

Au cours de ce travail nous avons utilisé la capacité qu'offre l'interférométrie RADAR différentielle à imager de faibles déplacements du sol pour compléter spatialement les mesures de GPS permanents pour l'évènement de 2010. Ce que nous allons chercher à contraindre à l'aide de l'interférométrie RADAR différentielle, c'est l'extension spatiale de la déformation en surface notamment dans la zone peu couverte par la distribution de stations GPS. Cette étude a été menée en parallèle à celle effectuée par [Radiguet et al. \(2012\)](#) qui se base sur l'analyse des séries temporelles GPS pour proposer un scénario du glissement sur le panneau de subduction. Plus précisément, à partir du glissement proposé par [Radiguet et al. \(2012\)](#) il est possible d'estimer la déformation en surface générée par ce glissement à l'aide d'un modèle direct. Aussi, nous avons cherché à comparer les observations effectuées par interférométrie RADAR avec la prédiction du modèle issu de l'analyse des séries temporelles GPS. De cette comparaison, nous cherchons à avoir une estimation de la validité du modèle proposé par [Radiguet et al. \(2012\)](#), notamment sur l'extension latérale du glissement à travers la lacune sismique ainsi que son extension entre la partie profonde du panneau et la partie plus en surface.

Pour pouvoir suivre le séisme lent de 2009-2010 dans son intégralité, il fallait anticiper l'évènement par la programmation d'acquisitions satellitaires RADAR (Envisat, Bande C) sur la zone d'étude afin de capturer le déplacement en surface associé. La surface affectée *a priori* par le séisme lent de 2009-2010 a été basée sur l'estimation de [Kostoglodov et al. \(2003\)](#) qui, sur la base de données GPS et sur l'évènement de 2001, estime une surface d'environ $250 \times 550 \text{ km}^2$. Nous avons pris cette base pour couvrir notre zone d'étude (la surface effective de notre couverture peut être visualisée à la figure IV.13). Nous avons ensuite appliqué la chaîne de traitement NSBAS (voir partie III.5.2) pour produire les interférogrammes et estimer des cartes de déplacements en estimant une vitesse moyenne de la déformation (stack, voir partie III.3.2) ou, lorsque cela était possible, par analyse en séries temporelles (voir partie III.3.3). Il est important de noter que la détection de ce type de déformation reste difficile et à la limite de ce que peut actuellement fournir l'interférométrie RADAR satellitaire. Le site de Guerrero présente une forte variabilité topographique (entre 0 et 3000 mètres), un climat de type tropical et une végétation dense et très variable (agriculture) et le déplacement que l'on cherche à mesurer présente une amplitude centimétrique distribué sur plusieurs centaines de kilomètres. En conséquence, bien que deux précédentes études menées en InSAR sur le séisme lent de Guerrero aient démontré la faisabilité de cette approche pour l'étude des séismes lents de Guerrero (sur l'exemple du séisme lent de 2006) [[Hooper et al. \(2012\)](#), [Cavalié et al. \(2013\)](#)], la description de l'évolution temporelle de ces phénomènes par interférométrie RADAR n'était pas envisageable pour ce site sans l'évènement de 2009-2010.

IV.2 Données Insar

IV.2.1 Données

Programme d'acquisition

Dans le cadre d'un projet CAT-1 (C1P-5036) de l'agence spatiale européenne (ESA), nous avons pu programmer une série d'acquisitions Envisat (ASAR, bande

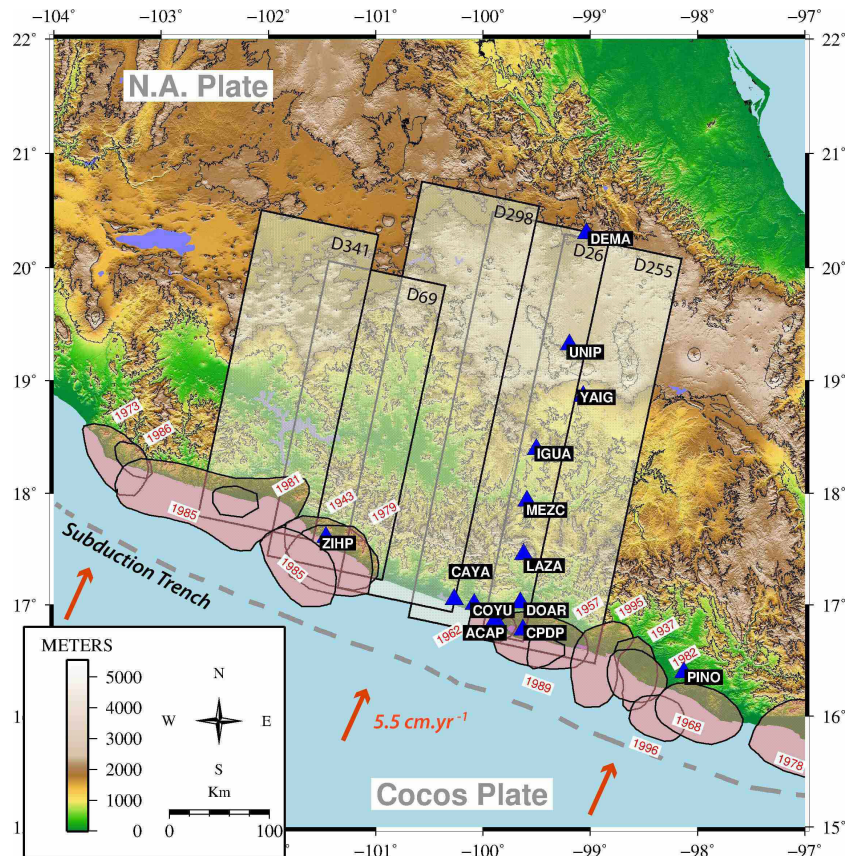


FIGURE IV.13 – Carte présentant la géométrie des acquisitions descendantes en mode *stripmap* (i2 polarisation VV) du satellite *Envisat* ASAR telles qu’elles ont été programmées pour le suivi du séisme lent de 2009-2010. Le trait pointillé gris marque la position de la fosse de subduction. Les vecteurs rouges indiquent le déplacement tectonique de la plaque Cocos par rapport à la plaque Nord Américaine. Les surfaces roses représentent les surfaces de ruptures des séismes majeurs depuis le siècle dernier. Les triangles bleus symbolisent les stations GPS permanentes disponibles pour le suivi du séisme lent de 2009-2010.

C, polarisation VV configuration I2) ascendante (6 fauchées) et descendante (5 fauchées) permettant à la fois de couvrir la lacune sismique de Guerrero mais aussi ses périphéries (fauchées 255, 26, 298, 69 et 341) (voir figure IV.13). L’objectif de notre programmation était de produire un jeu de données permettant d’estimer l’extension spatiale de la déformation en surface causée par le glissement lent tout en ayant la possibilité d’en décrire l’évolution temporelle. Plus précisément, l’acquisition parallèle de données ascendantes et descendantes a été pensée afin de maximiser les chances de couverture de l’évènement mais aussi pour restituer un déplacement à deux dimensions. Enfin, à titre de test, nous avons commandé l’acquisition de données en mode *Wide Swath* (large fauchée) sur trois fauchées descendantes et une ascendante. Ce dernier mode permet de couvrir plus de surface minimisant ainsi le nombre d’acquisitions nécessaires pour couvrir ce type de phénomène. Il peut être souligné que la planification d’une programmation en prévision d’un évènement tectonique est plutôt rare. En effet, la plupart des études utilisent soit la disponibilité d’acquisitions antérieures (archives) ou planifie au long terme une série d’acquisitions pour suivre un déplacement régulier (type *creep*) ou même cartographier un déplacement plus particulier comme une déformation cosismique. Cette initiative

reposait sur l'hypothèse de régularité de réalisation des séismes lents de Guerrero (de l'ordre de 4 années) [Cotte *et al.* (2009)]. Nous reviendrons un peu plus loin sur la couverture effective du séisme lent prévu pour 2010 par nos acquisitions RADAR.

Etat du jeu de données

Notre programmation couvre une période allant d'avril 2010 jusqu'au désorbitage du satellite Envisat, en Octobre 2010, soit près de 6 mois d'acquisitions en plus des archive disponibles qui permettent de couvrir pour certaines fauchées plus d'une année d'observation. Notre plan prévoyait une acquisition tous les 35 jours (temps de revisite du satellite) sur l'ensemble des tracks sélectionnées (mode ascendant, descendant et large fauchée) et notre demande d'accès aux données permettait d'envisager de couvrir sur près d'une année entière notre zone d'intérêt sur l'ensemble des fauchées sélectionnées.

Les fruits de l'effort de programmation n'est pas égal sur l'ensemble des fauchées sélectionnées pour cette étude. En effet, l'ensemble des tracks ascendantes ont eu très peu de succès, ce qui a pour conséquence de limiter nos données aux fauchées descendantes². Les fauchées descendantes ont pu être acquises globalement avec succès bien qu'un certain nombre de déprogrammation aient affectées le jeu de données de la fauchée 255. De même, pour le mode wide-swath, permettant de couvrir plus de surface en un seul passage, seul le mode descendant a eu suffisamment de succès d'acquisition pour laisser envisager une étude interférométrique. Néanmoins, nous avons écarté ce dernier jeu de données de notre étude car une étude préliminaire sur ces données a révélé la difficulté d'obtenir des interférogrammes cohérents sur la zone d'intérêt malgré des conditions somme toute favorables (Thomas Reverso, Travaux de stage au laboratoire ISTerre, Master première année en Science de la Terre et de l'Univers, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2011). Deux exemples de résultats obtenus à partir des données en configuration wide-swath peuvent être visualisés figure IV.14.

Couverture du SSE de 2009-2010

Nous avons déjà évoqué, dans l'introduction de ce chapitre, le fait que le séisme lent de 2009-2010 s'est déclenché plus tôt que ne le laissait prévoir la série telle qu'elle a été enregistrée jusqu'en 2006 et qu'il s'est étalé sur près de 14 mois. Cela a pris de court notre planning d'acquisition ; la superposition des dates d'acquisitions avec l'évolution temporelle de la déformation vue par les séries temporelles GPS montre que nous ne couvrons pas le début de l'évènement, notamment en ce qui concerne la périphérie ouest de la lacune sismique de Guerrero, c'est à dire, les fauchées 341 et 69. Néanmoins, il semble que notre fenêtre d'acquisition RADAR couvre l'ensemble de l'évènement notamment en ce qui concerne les fauchées 255, 26 et 298. Une limite cependant concernant la fauchée 255, une série de conflits de programmations avec d'autres utilisateurs a mené à plusieurs rejets de la part de l'ESA concernant notre

2. Le satellite Envisat était une plateforme satellitaire multi-instrumentale couvrant plusieurs thématiques scientifiques, parfois même, pour le même instrument (dans notre cas ASAR). Pour cette raison, il pouvait se produire des conflits dans les planing d'acquisitions qui étaient résolus par la prise en compte de la priorité attribuée à chaque demande. L'ESA (Agence Spatiale Européenne) accédait aux demandes présentant la plus grande priorité. La demande d'accès aux données ASAR à travers un pojet de catégorie 1 (CAT1) qui avait été effectuée pour la programmation des acquisitions est par ailleurs, la demande d'accès avec le plus faible niveau de priorité.

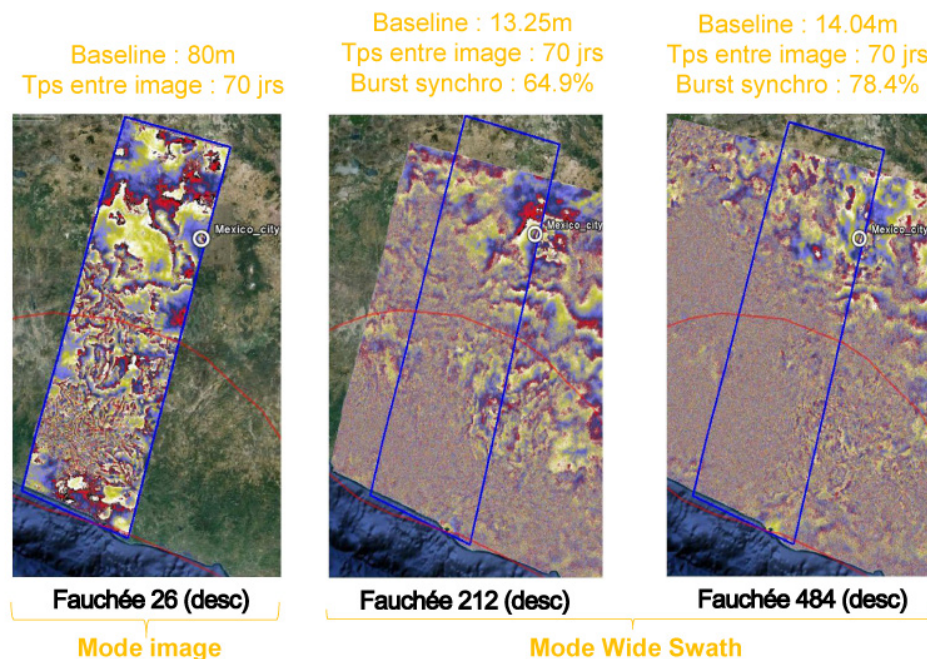


FIGURE IV.14 – Exemple d'interférogrammes issus du mode wide-swath (fauchée 212 et 484) en comparaison avec un interférogramme de la fauchée 26 dont la couverture est rappelée par le rectangle bleu. La zone géographique potentiellement affectée par la déformation du séisme lent de 2009-2010 est délimitée par le trait rouge. Image modifiée à partir de *Reverso (2011)*.

programmation initiale ce qui limite le temps de couverture à juin 2010. Il semble cependant que cela soit suffisant pour couvrir l'évènement, en tout cas sur sa phase finale. L'ensemble des données utilisées au cours de cette étude, incluant celles issues d'archives disponibles ainsi que celles issues de notre programmation sont présentées sous forme de tableau (voir tableau IV.2).

IV.2.2 Méthodologie, traitements

L'ensemble des traitements menés sur nos données RADAR ont été effectués à l'aide du logiciel de traitement NSBAS basé sur les outils de ROIPAC pour la synthèse SAR et la réalisation des interférogrammes, et l'approche dite "small-Baselines" pour l'analyse des séries d'interférogrammes.

Synthèse d'ouverture, et paires interférométriques

Les 5 fauchées sélectionnées pour poursuivre l'étude ont été traitées séparément. Pour chacune d'elle, nous avons généré les images SLC à partir des données brutes sur la base de paramètres doppler communs. Pour rappel, cette approche permet d'améliorer la cohérence finale des interférogrammes (voir chapitre 3, section III.2.3) tout en allégeant la chaîne de traitement. Une fois les images SLC produites, nous sélectionnons une image maîtresse pour chaque fauchée en utilisant l'approche proposée par *Hooper et al. (2007)* sur laquelle nous recalons l'ensemble du jeu de données correspondant (voir chapitre 3, section III.1.3). Une fois les interférogrammes calculés, corrigés des franges orbitales et topographiques (voir chapitre 3, section III.2.2), nous appliquons une réduction de la résolutions (multilooking) d'un facteur

fauchée	T255				T26				T298				T69				T341			
	n	date	orb	fr.	date	orb	fr.	date	orb	fr.	date	orb	fr.	date	orb	fr.	date	orb	fr.	
1		09/05/08	32373	4	20/12/06	25130	4	12/01/09	35923	4	03/10/09	39702	3	28/08/08	33962	3				
2		11/09/09	39387	4	28/02/07	26132	4	10/08/09	38929	4	20/02/10	41706	3	15/01/09	35966	3				
3		25/12/09	40890	4	28/05/08	32645	4	08/03/10	41935	4	27/03/10	42207	3	13/08/09	38972	3				
4		05/03/10	41892	4	30/09/09	39659	4	12/04/10	42436	4	01/05/10	42708	3	04/02/10	41477	3				
5		09/04/10	42393	4	04/11/09	40160	4	17/05/10	42937	4	05/06/10	43209	3	15/04/10	42479	3				
6		14/05/10	42894	4	09/12/09	40661	4	21/06/10	43438	4	10/07/10	43710	3	20/05/10	42980	3				
7		18/06/10	43395	4	13/01/10	41162	4	26/07/10	43939	4	14/08/10	44211	3	24/06/10	43481	3				
8		*	*	*	17/02/10	41663	4	30/08/10	44440	4	18/09/10	44712	3	29/07/10	43982	3				
9		*	*	*	24/03/10	42164	4	04/10/10	44941	4	*	*	*	02/09/10	44483	3				
10		*	*	*	28/04/10	42665	4	*	*	*	*	*	*	07/10/10	44984	3				
11		*	*	*	02/06/10	43166	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
12		*	*	*	07/07/10	43667	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
13		*	*	*	11/08/10	44168	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
14		*	*	*	15/09/10	44669	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
15		*	*	*	20/10/10	45170	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*				

TABLE IV.2 – Liste des acquisitions RADAR utilisées pour cette étude. Cette liste comprend des données d'archives et des données issues de notre programmation (date en rouge). Pour chaque acquisition, le numéro d'orbite est rappelé (orb) ainsi que le nombre de frame pour chaque fauchée (fr.)^b. Données du satellite Envisat uniquement.

a. Nb : une frame correspond à 15 secondes d'enregistrement.

b. Nb : une frame correspond à 15 secondes d'enregistrement.

16 en range et 5×16 azimuth permettant une résolution finale d'environ 350 mètres en range et azimuth. Compte tenu de la longueur d'onde spatiale du signal que nous recherchons : un déplacement en surface de quelques cm distribué sur plusieurs centaines de km (voir par exemple la carte de déformation proposée par de [Cavalié et al. \(2013\)](#) sur le séisme lent de 2006, figure IV.10), cette résolution est suffisante. Nous appliquons enfin un filtre de Goldstein [[Goldstein et al. \(1998\)](#)] afin d'améliorer la cohérence du signal avant de dérouler nos interférogrammes à l'aide d'une méthode de déroulement de type *branch-cut* (voir chapitre 3, section III.3.1). Les erreurs de déroulement étant compensées manuellement à l'aide de *bridges* entre les zones cohérentes quand cela est possible.

Enfin, dans un premier essai, sur les interférogrammes déroulés, nous avons appliqué une première compensation du biais atmosphérique via un modèle de dépendance linéaire entre la phase et la topographie et une dernière compensation des résidus orbitaux est appliquée. La première version du traitement, n'a pas permis de constituer un réseau interférométrique pour chaque fauchée qui puisse permettre une analyse fiable des déformations. En effet, les interférogrammes corrigés sont difficilement déroulables notamment au niveau de la côte.

Aussi, nous avons donc modifié la stratégie de traitement en reprenant les interférogrammes non déroulés, corrigés des franges orbitale et topographiques, pour appliquer une autre méthode de correction empirique de l'atmosphère, avant déroulement, notamment pour simplifier les motifs des franges interférométriques, proches de la côte, au niveau de la chaîne de montagnes. Cette méthode déjà évoquée à la section III.4.2 du chapitre 3 de ce manuscrit permet de prendre en compte, lors de la construction du modèle de dépendance phase-topographie, de la variabilité azimuthale du biais atmosphérique, s'approchant ainsi d'une méthode de correction locale de cet artefact. Plus précisément, nous estimons une loi de dépendance locale (affine) entre le gradient de phase et le gradient de topographie puis nous ajustons un modèle pour l'ensemble de la fauchée. L'opération est répétée pour chaque interférogramme puis nous soustrayons les modèles ainsi obtenus aux interférogrammes avant de procéder au déroulement des images corrigées. La figure IV.15 présente un exemple de traitement sur la fauchée D26.

Exploitation des résultats

Dans un premier temps, nous sélectionnons, pour chaque fauchée, les interférogrammes déroulés présentant la meilleure couverture spatiale de la scène (notamment au niveau de la côte) tout en présentant un minimum d'erreurs de déroulement. Les interférogrammes présentant une erreur de déroulement trop importante non compensable manuellement, sont systématiquement écartés. L'ensemble des images sélectionnées pour cette étude peuvent être visualisées sous la forme de diagramme temps-baseline perpendiculaire, voir figure IV.16 où chaque trait représente un interférogramme calculé (les rouges étant ceux sélectionnés). À partir des interférogrammes déroulés sélectionnés, nous estimons, une vitesse de déformation moyenne à travers la formulation présentée section III.3.2 de ce manuscrit.

Enfin, afin de pouvoir suivre l'évolution non-linéaire de la déformation nous avons, pour la fauchée 255, produit une estimation de l'évolution de la déformation au cours du temps à l'aide d'une analyse en série temporelle (voir section III.3.3 de ce manuscrit).

À partir des cartes de déformation ou de vitesse de déformation, converties en

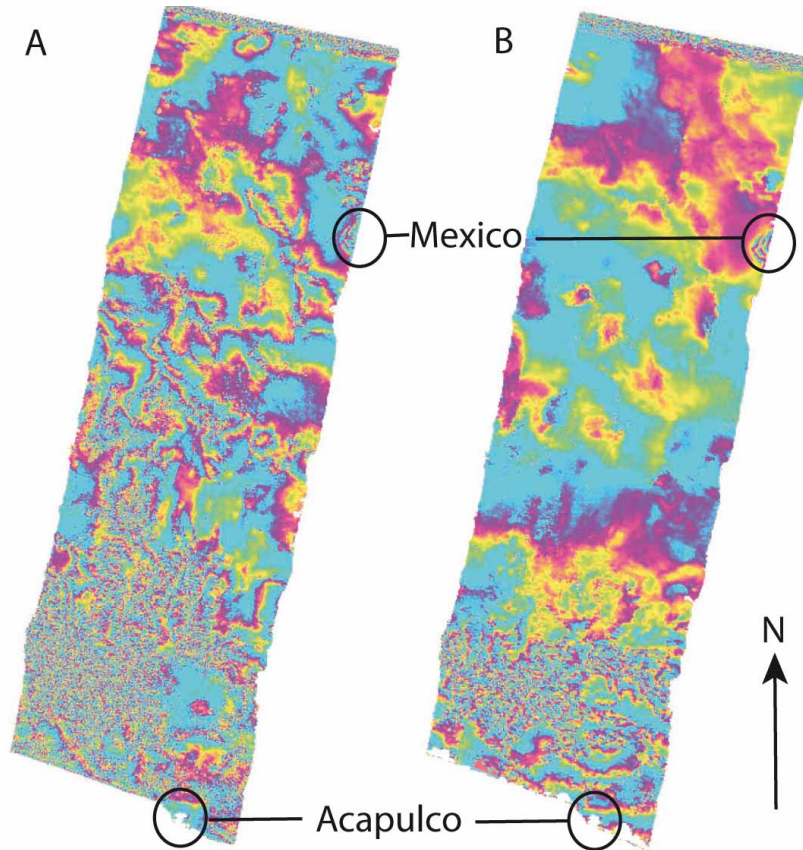
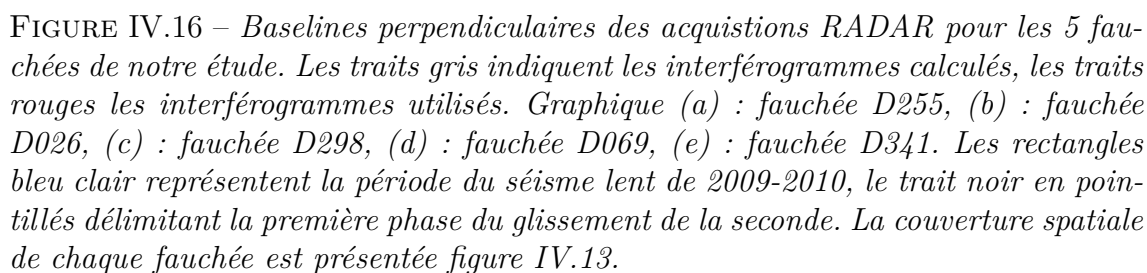


FIGURE IV.15 – Exemple d'application du traitement atmosphérique empirique avant déroulement de phase (2π radians par cycle de couleur). L'interférogramme de l'exemple correspond à la fauchée D26, géoréférencé, date1 : 2009/09/11, date2 : 2010/03/24, soit 6 mois d'intervalle entre les deux acquisitions. La baseline perpendiculaire B_{\perp} est de 150 mètres. L'image de gauche (A) représente l'interférogramme avant correction, l'image de droite (B) représente l'interférogramme après correction. On observe une simplification des franges interférométriques entre l'interférogramme original et corrigé facilitant le déroulement.

cm.an⁻¹ en ligne de visée, nous extrayons une série de profils perpendiculaires à la fosse de subduction (espacés d'environ 30 km) sur une largeur de 20 km et une longueur de près de 350 km depuis la fosse de subduction (dix profils couvrant la lacune sismique de Guerrero). Quand cela est possible, les profils sont comparés aux valeurs des GPS (mesures de Walpersdorf *et al.* (2011)) comme référence ainsi qu'à la variation de la topographie au niveau du profil.

IV.2.3 Modélisation

Afin de faciliter l'interprétation des profils de déformations estimés par InSAR, il est possible d'estimer à l'aide d'un modèle direct la forme des déformations en surface que l'on peut attendre en prenant en compte la géométrie particulière de la subduction (modèle de déformation d'Okada [Okada (1985, 1992)]). Pour plus d'informations sur les spécificités d'utilisation du code, le lecteur intéressé peut se référer aux articles originaux : Okada (1985, 1992) ainsi que la documentation en



ligne disponible³. Le code utilisé pour ces simulations est le code DC3D disponible en téléchargement à partir du lien internet (lien internet précédent), qui permet, entre autre, de simuler la déformation en surface générées par un glissement ayant lieu au niveau d'une faille rectangulaire. La géométrie de la faille choisie est tirée de [Manea et al. \(2010\)](#) et subdivisée en sous-failles à l'image de la figure IV.5 tirée de [Radiguet et al. \(2012\)](#), qui sont numérotées de n1 à n21. Nous choisissons de présenter la déformation (projetée en ligne de visée RADAR) sous forme de profils qui seraient extraits perpendiculairement à la fosse de subduction. Les résultats peuvent être visualisés figures IV.17(a), (b) et figure IV.18(b). L'objectif de cet exercice est de tester plusieurs configurations de glissement sur le plan de faille afin d'estimer la forme des profils de déformation en surface associées.

Glissement lent

Pour simuler la déformation en surface associée à un glissement ayant lieu au niveau du plan de subduction, nous appliquons différents scénarios de glissement sur le plan de subduction. En premier lieu, nous faisons varier la position de la limite supérieure du glissement en fixant la limite inférieure puis dans un deuxième temps nous procédons à l'opération inverse, c'est à dire, nous fixons la limite supérieure pour faire varier la limite inférieure. Deux valeurs possibles pour le glissement sur chaque sous-faille : 0 cm (pas de glissement) ou 1 cm. Ces valeurs sont définies arbitrairement et permettent de définir qualitativement les sous-failles que l'on souhaite ou non être affectées par un glissement. L'unité (cm) est aussi arbitraire, en effet, la linéarité des équations de déformation permet de transposer les résultats suivant en termes de vitesse de glissement (cm.an^{-1}), les déformations en surface devenant des vitesses de déformations en cm.an^{-1} . Le glissement de la plaque Nord Américaine sur la plaque Cocos en subduction est parallèle au profil de subduction et définie positif en direction de la fosse (voir flèche figures IV.17) soit un glissement de faille inverse. Ces distributions de glissement sont celles que peuvent présenter les séismes lents présents à Guerrero autant que les séismes de subductions. La seule différence (hormis l'amplitude du glissement) entre ces deux types d'évènements est la durée de réalisation, un aspect qui n'est pas pris en compte dans ces simulations.

Les déformations en surface présentées figures IV.17(a), (b) sont caractéristiques d'une déformation en surface associée à un rebond élastique dans le cas d'un séisme de subduction. Cette déformation se caractérise par une élévation de la surface près de la côte (par exemple au kilomètre 100, figure IV.17(b)) et une subsidence plus loin dans les terres (voir par exemple au kilomètre 200, figure IV.17(a)).

Un point intéressant ressort de ces deux premières simulations : la position des extremums de la déformation en surface sont de bons indicateurs des limites supérieures et inférieures du glissement sur le plan de subduction. En effet, si l'on regarde la figure IV.17(a) on peut noter que lorsque le glissement se prolonge en direction de la fosse de subduction, traversant ainsi la partie sismogène, le maximum de déformation au niveau de la côte se déplace de sorte que la position du maximum soit quasiment au dessus de la limite supérieure. De la même façon, la figure IV.17(b) montre la même dépendance entre la position du minimum du déplacement en surface et la position de la limite inférieure.

Ces deux configurations permettent d'interpréter au premier ordre la position

3. Origine du code : http://www.bosai.go.jp/study/application/dc3d/DC3Dhtml_E.html, dernière consultation: Août 2013

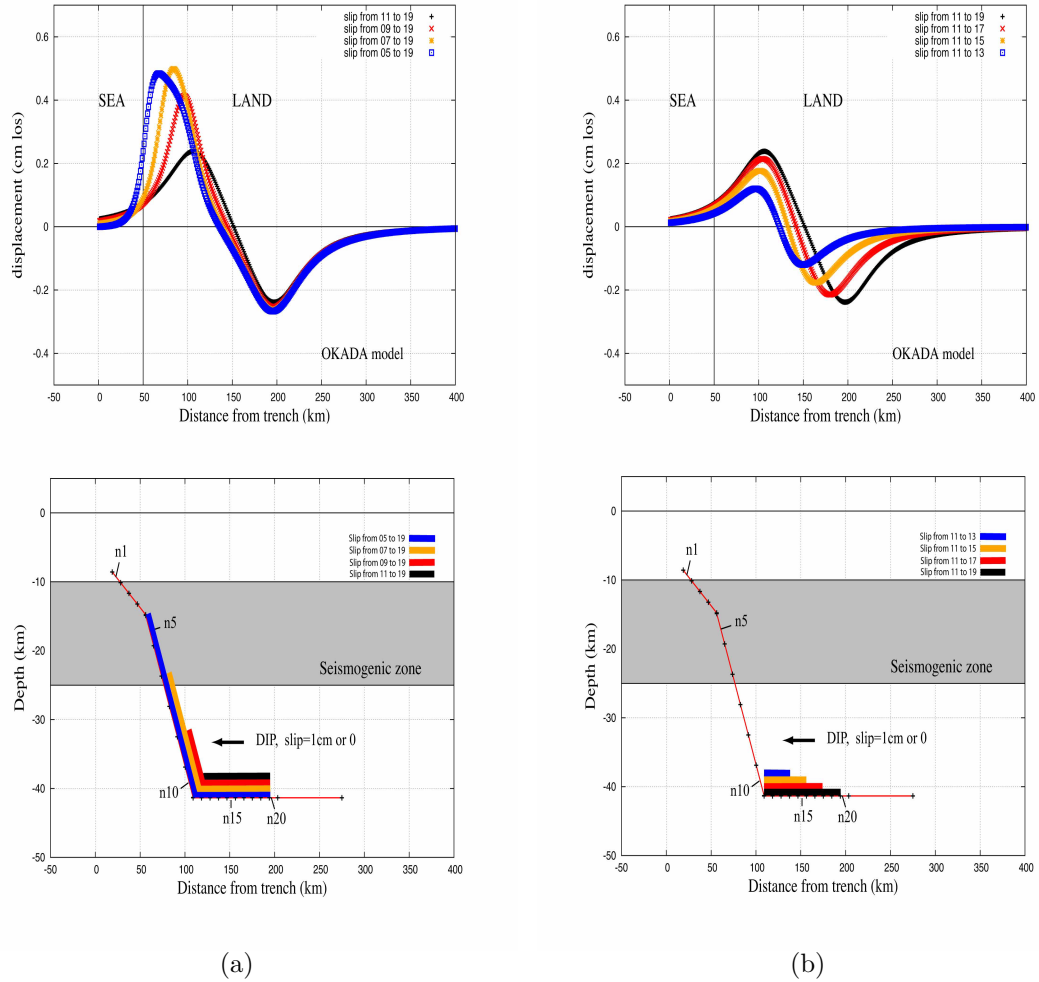


FIGURE IV.17 – *Résultat de la simulation numérique pour la déformation en surface associée à une distribution de glissement sur le plan de subduction en prenant en compte une géométrie à trois niveaux de pendage (géométrie A). La figure de gauche présente les différentes solutions pour différentes frontières inférieures de la distribution de glissement. La figure de droite présente les différentes solution pour différentes frontières supérieures. L'amplitude du glissement inverse est de 1 cm (arbitraire). Les figures supérieures présentent les déformations en surface et les figures inférieures les distributions de glissement sur le plan de subductions correspondantes.*

des limites supérieure et inférieure du glissement sur le plan de subduction à partir de la localisation des extremums de la déformation mesurée en surface. On peut observer à ce propos, qu'un glissement ayant affecté la partie sismogène de zone de subduction (définie par la partie grise) se traduit, dans notre cas, par une position du maximum de la déformation comprise entre le kilomètre 50 et 100 comptés à partir de la fosse de subduction et perpendiculairement à celle-ci.

Modélisation de l'intersismique

Il est possible de modéliser la déformation intersismique en utilisant le modèle du *back-slip* introduit par [Savage \(1983\)](#). Ce modèle utilise la linéarité des modèles de déformation pour reconstituer la déformation intersismique à partir de la somme de deux distributions de glissement sur le plan de faille : un glissement inverse libre sur l'ensemble de la surface du plan de subduction et d'un glissement normal (*back-slip*) limité à la partie de la faille qui présente plus de frictions (zone sismogène) (voir figure IV.18). Le glissement inverse doit être libre, c'est à dire qu'il ne doit pas correspondre à une relaxation élastique de la lithosphère (qui se traduit par l'absence de déformation en surface). Quant au glissement normal permettant d'estimer la déformation intersismique en surface, l'amplitude ne doit pas excéder la vitesse de convergence des plaques. Le rapport entre la vitesse de glissement normale et la vitesse de convergence définit le couplage de la faille, ce ratio étant compris entre 0 et 1. Lorsque le couplage vaut 1 les deux plaques sont totalement couplées, tandis que 0 correspond au glissement asismique libre. Pour notre modélisation nous appliquons un déplacement normal d'une amplitude de -1 (selon notre référentiel) sur la partie sismogène dont nous faisons varier la limite inférieure. Le résultat de cette modélisation peut être visualisé figure IV.18(b).

La déformation intersismique se caractérise par une subsidence au niveau de la fosse de subduction et une élévation de la surface plus dans les terres. Ce signal de déformation évolue en fonction de la profondeur de blocage de sorte que la position du maximum positif de la déformation correspondent à la limite inférieure de la zone bloquée. Ces profils présentent une certaine complexité à proximité de la fosse de subduction (entre le kilomètre 0 et 50 depuis la fosse de subduction). Cette complexité est liée au fait que nous ne faisons pas parvenir la faille de notre modèle jusqu'à la surface.

IV.3 Résultats

IV.3.1 Moyennes pondérées

Fauchée 255

Cette fauchée couvre la limite est de la lacune sismique de Guerrero (voir figure IV.13). Nous avons utilisé 11 interférogrammes (voir figure IV.16(a)) pour produire l'image dont nous ne représentons ici que les points couverts par plus de 10 acquisitions (voir figure IV.19). La première date étant l'acquisition du 11/09/2009, la dernière du 18/06/2010, autrement dit, cette estimation de la vitesse moyenne de la déformation couvre partiellement le déroulement du glissement lent (essentiellement la deuxième phase du glissement lent, voir figure IV.16(a)). La première date étant légèrement postérieure au début de l'évènement vu par la station CAYA (05/2009)

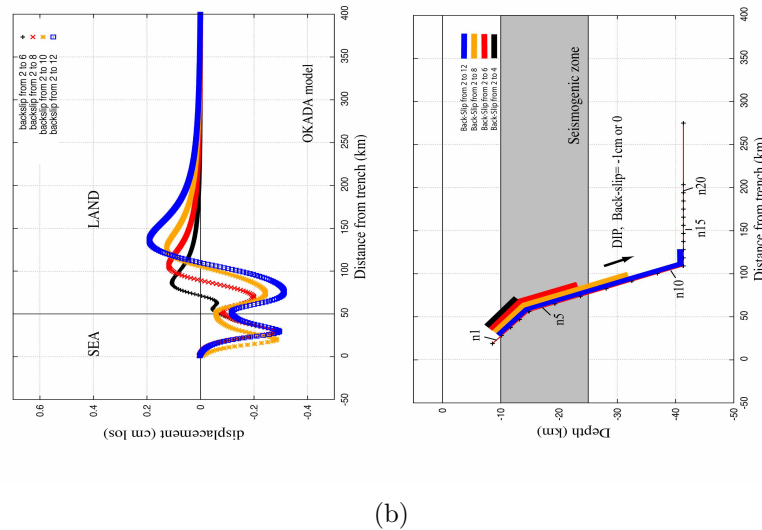
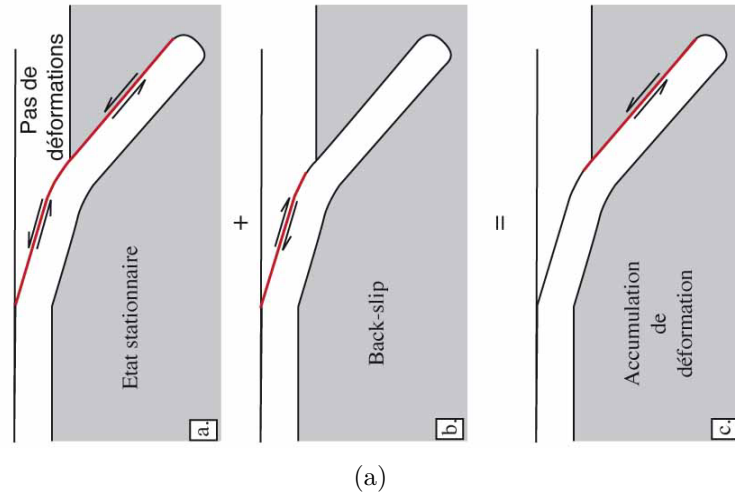


FIGURE IV.18 – Figure du haut (a) : présentation du modèle du back-slip introduit par *Savage (1983)*. La vignette (a) présente la distribution du glissement inverse sur l'ensemble de la faille, sans déformation en surface (glissement libre). La vignette (b) présente la distribution du glissement normal couvrant la partie sismogène (avec déformation en surface). La vignette (c) présente la somme des deux distributions précédentes correspondant au chargement intersismique. Figure originale de *Savage (1983)*, modifiée par Romain Jolivet. Figure de droite : Résultat de la simulation numérique pour la déformation intersismique en prenant en compte une géométrie de subduction à trois niveaux de pendage (géométrie A). La figure du bas (b) présente les différentes distributions de glissement de faille normale testées. Le rectangle grisé délimite la partie sismogène de la zone de subduction. La figure du dessous présente la déformation en surface projetée en ligne de visée RADAR. Les couleurs des profils correspondent aux couleurs des distributions sur la figure du dessous.

située non loin de la surface couverte par la fauchée (vers l'ouest) et la dernière date étant légèrement antérieure à la fin enregistrée par la station IGUA (fin du déplacement en 08/2010) (voir figure IV.7). Néanmoins, d'après les séries temporelles GPS, cette région a été affectée par le séisme lent de 2009-2010 essentiellement lors de sa deuxième phase. On peut donc supposer que nous couvrons temporellement le phénomène tel qu'il s'est déroulé dans ce secteur, dans sa majeure partie.

Nous pouvons observer sur cette image la signature d'une forte déformation qui présente une amplitude de près de 8 cm.an^{-1} (entre les deux extrêmes et d'après la figure IV.19, profil 10) en ligne de visée entre la côte et la région plus dans les terres (au niveau de la station GPS MEZC). Cette déformation est interprétée comme étant la signature du séisme lent de 2009-2010 (voir section IV.2.3 de ce chapitre, figures IV.17(a), (b)). La comparaison entre les valeurs de la vitesse de déformation le long des profils 10-9-8 et celles vues par le réseau des stations permanentes GPS, permet de voir que les deux mesures présentent une bonne correspondance. La comparaison entre la variabilité du signal InSAR et le profil du modèle numérique d'élévation (courbes noires) ne semble pas montrer de ressemblances ce qui permet de penser que notre mesure n'est pas significativement affectée par le biais atmosphérique à l'échelle spatiale considérée (en tout cas un biais qui dépendrait de l'altitude). On peut donc penser que ce stack est représentatif du séisme lent de 2009-2010 avec cependant une limitation sur la précision de mesure au niveau de la côte. D'un façon qualitative, on peut déjà noter que cette déformation affecte toute la largeur de la fauchée (près de 100 km) et semble pouvoir se prolonger au delà de la limite est de l'image. Ainsi, bien que la lacune sismique se trouve à la limite ouest de la fauchée, le glissement lent paraît affecter une surface qui s'étend au delà de cette limite en diminuant progressivement son amplitude.

Fauchée 26

La fauchée 26 couvre partiellement la lacune sismique de Guerrero et couvre partiellement la fauchée de la track 255 (voir figure IV.13). Pour calculer cette image nous avons utilisé 10 interférogrammes (voir figure IV.16(b)). Cela représente 9 acquisitions différentes dont la première date du 30/09/2009 et la dernière du 20/10/2010. La série temporelle GPS de la station CAYA, couverte par la fauchée 26, semble indiquer que le séisme lent de 2009-2010 s'est déclenché autour de juin 2009 soit près de deux mois avant la première acquisition de ce jeu de données jusqu'à juin 2010, soit 3 mois avant la dernière acquisition. On peut donc penser que cette moyenne couvre temporellement le glissement lent sur tout son déroulement. La figure IV.20 présente le résultat où seul les points couverts par plus de 8 images sont présentés. On peut noter, d'après la figure IV.20 la présence d'une discontinuité significative au niveau de la côte (limite ouest de la fauchée près de la station CAYA) qui est sans doute due à la présence d'une erreur de déroulement non compensée malgré l'effort de sélection des interférogrammes pour le calcul de ce stack.

Le résultat du stack semble montrer une forte déformation à l'image de la fauchée 255, et semble confirmer la prolongation de la déformation vers l'ouest observée pour la fauchée 255. Cependant, le rapport signal sur bruit semble plus faible et on n'observe pas une superposition du signal entre la fauchée 255 et 26 au niveau de l'axe Acapulco-Mexico (comparaison entre les profils 9 et 8 pour les deux fauchées). L'observation des profils 9-8-7-6 confirme la grande dispersion du signal bien que la forme générale puisse être assimilable à la signature de la déformation du séisme

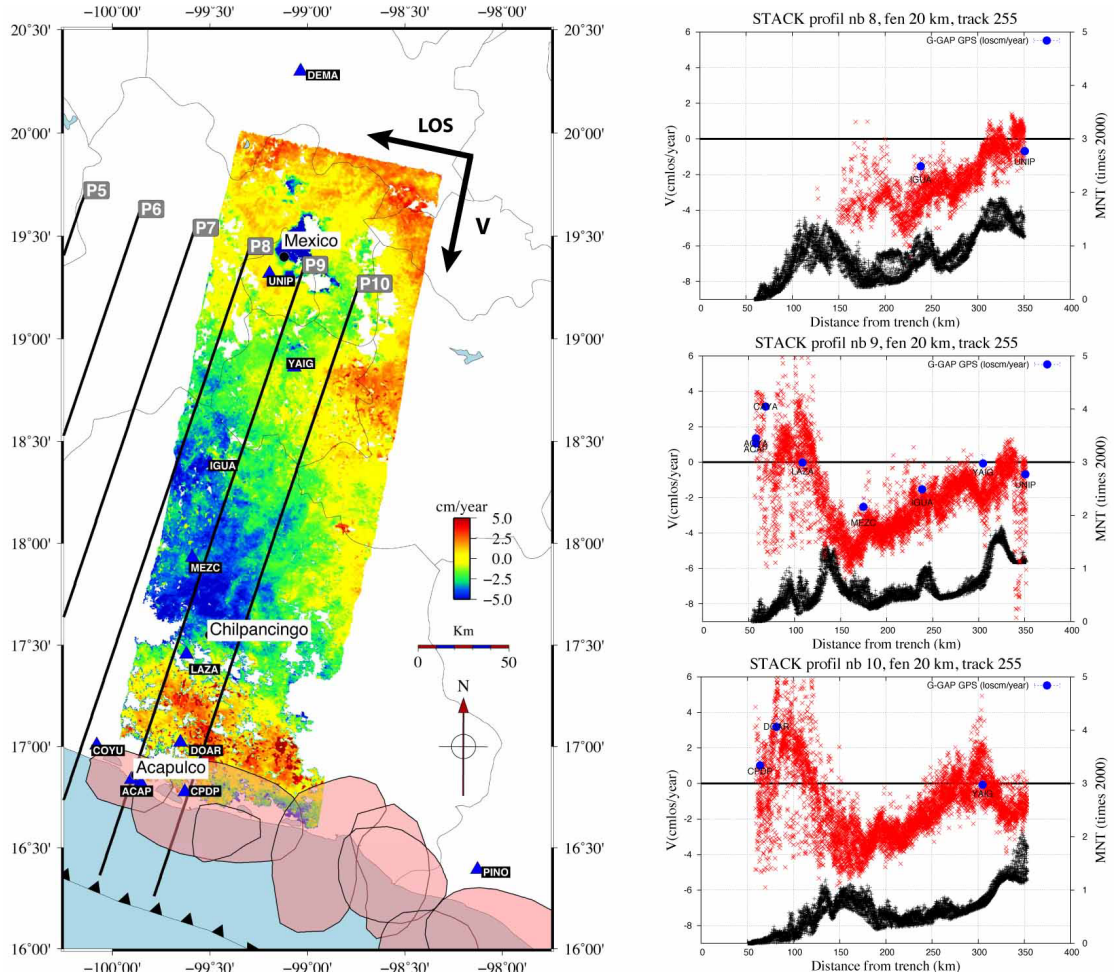


FIGURE IV.19 – Image de Gauche : Stack d'interférogrammes déroulés (11 images dont les pixels couverts par au moins 10 images sont présentés) couvrant la période allant du 11/09/2009 à 18/06/2010. Cette période enveloppe l'ensemble de l'évènement. Les traces des profils sont indiquées par les traits noirs (avec les noms PN). Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los) et est défini positif vers le satellite. À droite : comparaison des valeurs du stack d'interférogrammes aux valeurs GPS projetées en ligne de visée (d'après Walpersdorf et al. (2011)) et profils du modèle numérique de terrain (SRTM) en fonction de la distance à la fosse de subduction (km 0). Les positions des profils sont indiquées figure de gauche et les numéros rappelés en titre de chaque figure. Pour chaque profil, le profil InSAR est de couleur rouge, aux valeurs indiquées sur l'axe de gauche, les valeurs GPS indiquées par les points bleus, axe de gauche également. Le profil du modèle numérique de terrain est en noir et les valeurs indiquées sur l'axe de droite (facteur d'échelle : $\times 2000$, en mètres).

lent. La comparaison aux données GPS disponibles, ne permet pas de contraindre réellement le signal InSAR. Nous n'observons pas également de corrélation entre le signal InSAR et la topographie. L'amplitude de la déformation enregistrée atteint

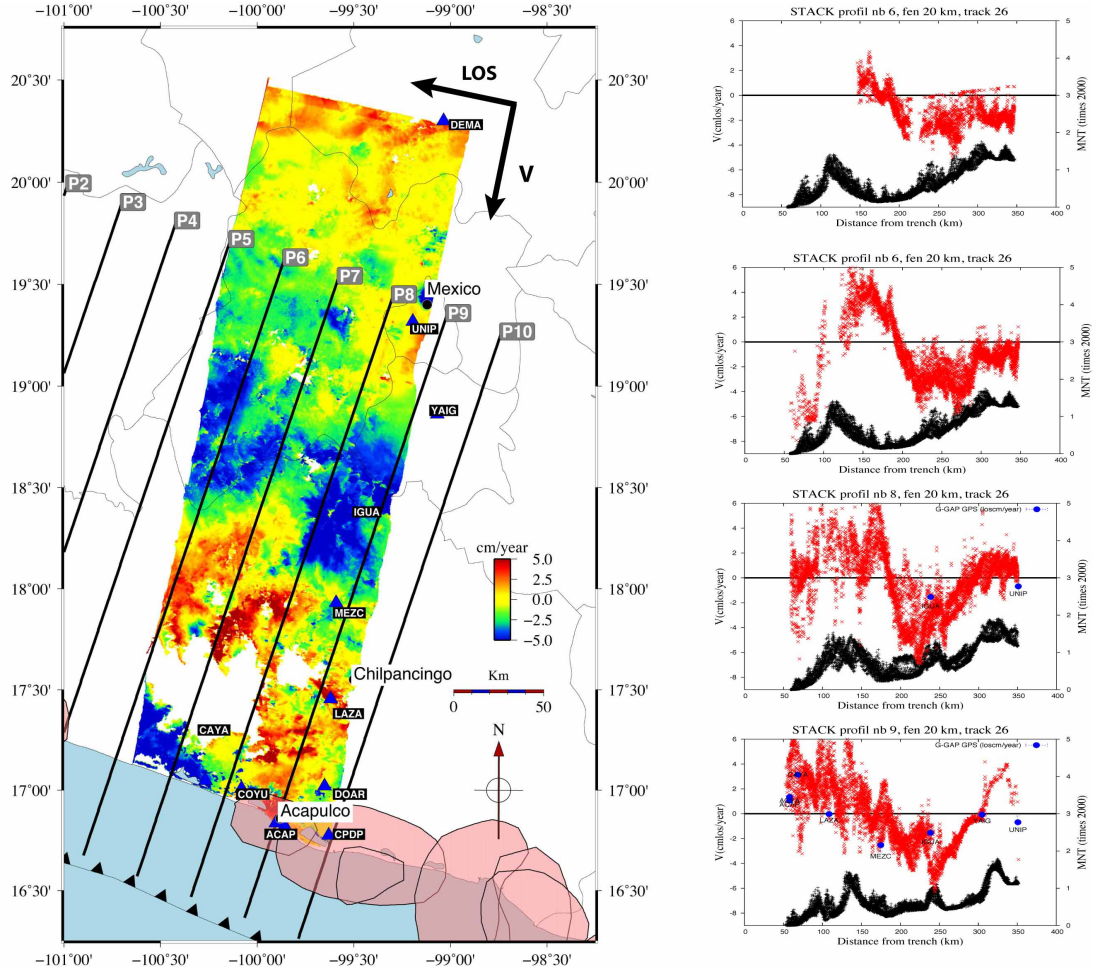


FIGURE IV.20 – Image de gauche : stack d'interférogrammes déroulés (10 images dont les pixels couverts par au moins 8 images sont présentés) couvrant la période allant du 30/09/2009 à 20/10/2010. Cette période enveloppe l'ensemble de l'évènement. Les traces des profils sont indiquées par les traits noirs (avec les noms PN). Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los) et est défini positif vers le haut. À droite : comparaison entre les valeurs du stack d'interférogrammes aux valeurs des GPS (d'après Walpersdorf et al. (2011)) et profils du modèle numérique de terrain (SRTM) en fonction de la distance à la fosse de subduction (km 0). Les positions des profils sont indiquées figure de gauche et les numéros rappelés en titre de chaque figure. Pour chaque profil, le profils InSAR est de couleur rouge, aux valeurs indiquées sur l'axe de gauche, les valeurs GPS indiquées par les points bleus, axe de gauche également. Le profil du modèle numérique de terrain est en noir et les valeurs indiquées sur l'axe de droite (facteur d'échelle : $\times 2000$).

près de 12 cm.an^{-1} en ligne de visée, mais la dispersion du signal ne permet pas de savoir si cette mesure est significative. Bien que la forme générale de la déformation enregistrée par ce résultat puisse s'approcher de ce que l'on attendrait, nous restons

très prudent quant à l'interprétation en termes de déformations liée au séisme lent de cette fauchée et nous préférons écarter cette donnée de notre interprétation.

Fauchée 298

La fauchée 298 couvre partiellement la lacune sismique et sa limite ouest (voir figure IV.13). Pour calculer cette image nous avons utilisé 10 interférogrammes soit 8 acquisitions en tout entre le 12/01/2009 et le 30/08/2010. Ce jeu de données doit permettre de couvrir l'ensemble de l'évènement tel qu'il est enregistré sur l'ensemble des séries temporelles GPS à notre disposition (voir figure IV.7). La figure IV.21 présente le résultat du calcul, où seul les pixels couverts par plus de 5 interférogrammes sont présentés. On observe la signature caractéristique d'une déformation associable au séisme lent (voir section IV.2.3 de ce chapitre, figures IV.17(a), (b)) bien que l'on puisse noter la présence d'une erreur de déroulement qui semble très localisée (au niveau du kilomètre 100 du profil 5 à partir de la fosse de subduction).

Cette déformation semble affecter toute la largeur de la fauchée tout en étant plus importante sur le côté ouest (au niveau du kilomètre 170, profils 4 et 5) à l'image de la 255. L'observation des profils de déformation (profils 4-5-6, voir figure IV.21) permet d'observer un signal de déformation du même type que pour un séisme de subduction. La comparaison avec les profils d'élévation de terrain ne montre pas de correspondance, on peut donc penser que la mesure n'est pas affectée par le biais atmosphérique lié à la topographie. Si l'on compare les trois profils extraits de cette image, on observe une variation latérale de la distribution de la déformation parallèlement à la fosse de subduction. Sur le profil numéro 4, on observe une amplitude de la déformation en surface de 4 cm.an^{-1} en ligne de visée RADAR (entre le kilomètre 110 et le kilomètre 170 à partir de la fosse de subduction). Sur le profil numéro 5, l'amplitude atteint 5 cm.an^{-1} en ligne de visée entre le kilomètre 80 à partir de la fosse de subduction, et le kilomètre 170. Enfin, sur le profil numéro 6, la déformation atteint 5 cm.an^{-1} en ligne de visée bien que la forme du profil ne soit pas superposable aux deux précédemment cités. En effet, l'ensemble de la déformation semble portée entre le kilomètre 50 (côte) et le kilomètre 170. Au delà du kilomètre 170 notre mesure ne montre pas de déformation significative. Il est difficile de savoir (sur la base de cette image uniquement) si cette mesure est bien représentative du séisme lent de 2009-2010 dans la mesure où il n'a pas de station GPS permanente, notamment au niveau du profil 6, pour confirmer, au moins localement, cette estimation de la vitesse de déformation. Néanmoins, nous gardons cette information car d'une part les vitesses mesurées sont du même ordre de grandeur que celles mesurées sur la fauchée 255, et d'autre part, le signal de déformation enregistré le long des profils 4 et 5 présentent la même type de forme que celles enregistrées sur la fauchée 255 dans le cadre de cette étude mais aussi dans le cadre de l'étude menée par [Cavalié et al. \(2013\)](#) pour le séisme lent de 2006.

Fauchée 69

La fauchée 69 ne couvre pas la lacune mais plutôt sa périphérie Ouest (voir figure IV.13). Pour calculer cette image nous avons utilisé 11 interférogrammes, soit 8 acquisitions dont la première date est le 03/10/2009 et la dernière le 18/09/2010. D'après le GPS ZIHP, cette fenêtre d'acquisition ne couvre pas ou trop peu le séisme lent de 2009-2010 (voir figure IV.22). Que ce soit pour l'image ou pour les profils

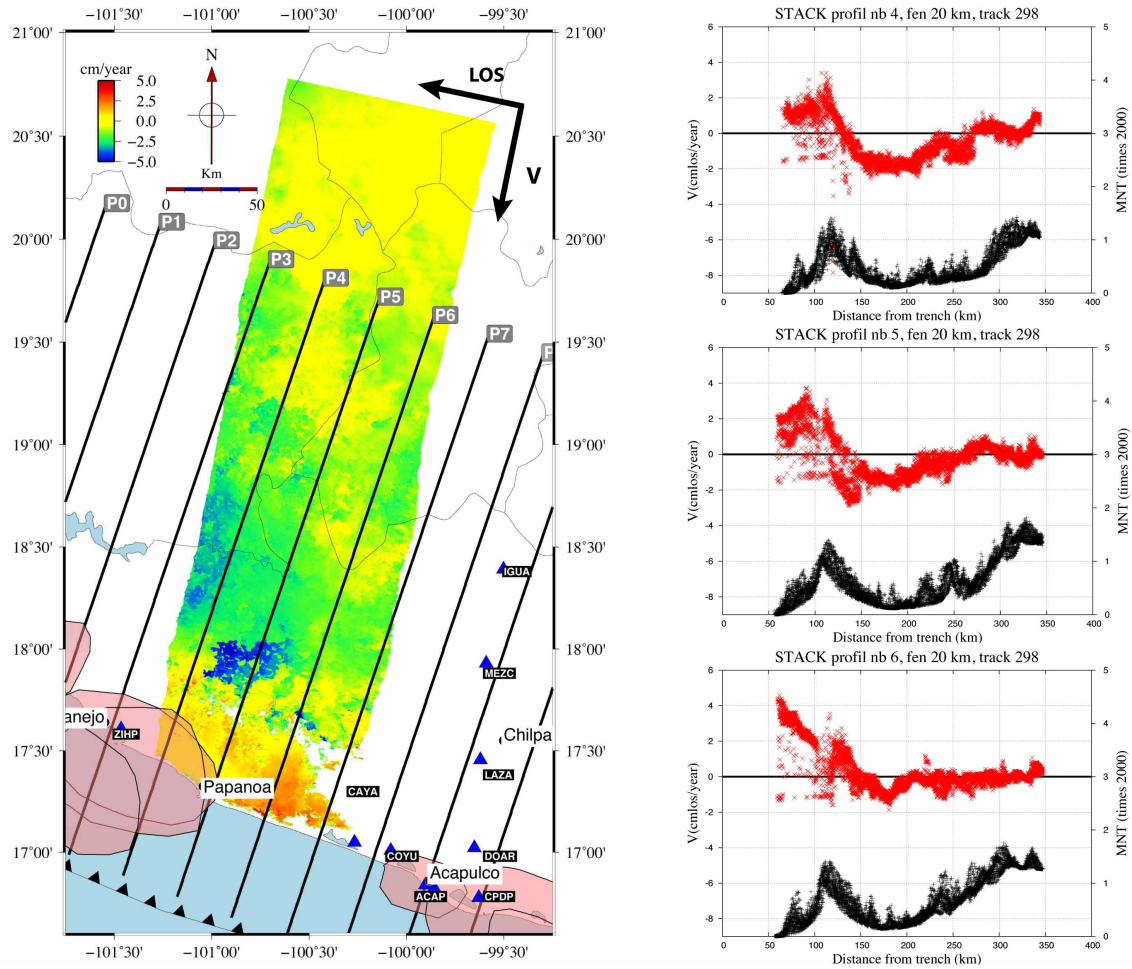


FIGURE IV.21 – Image de Gauche : stack d'interférogrammes déroulés (10 images dont les pixels couverts par au moins 5 images sont présentés) couvrant la période allant du 12/01/2009 à 20/08/2010. Cette période enveloppe l'ensemble de l'évènement. Les traces des profils sont indiquées par les traits noirs (avec les noms PN). Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los) et est défini positif vers le satellite. À droite : comparaison entre les valeurs du stack d'interférogrammes et profils du modèle numérique de terrain (SRTM) en fonction de la distance à la fosse de subduction (km 0). Les positions des profils sont indiquées figure de gauche et les numéros rappelés en titre de chaque figure. Pour chaque profil, le profil InSAR est de couleur rouge, aux valeurs indiquées sur l'axe de gauche, les valeurs GPS indiquées par les points bleus, axe de gauche également. Le profil du modèle numérique de terrain est en noir et les valeurs indiquées sur l'axe de droite (facteur d'échelle : $\times 2000$).

(figure IV.23), on ne distingue aucun signal clair de déformation associable au séisme lent ni d'ailleurs de correspondance avec le modèle numérique de terrain. Une explication possible, au regard de la série temporelle GPS de la station ZIHP, serait la présence d'un signal de déformation intersismique qui s'ajoute au signal associable

au séisme lent, de sorte que, compte tenue de l'incertitude propre à l'InSAR, les deux composantes du signal de déformation se compensent. En conséquence, il n'est pas possible d'avoir, à partir de cette image, une idée de l'extension spatiale vers l'ouest de la déformation associée au séisme lent de 2009-2010. Il est alors préférable d'écarter cette donnée de notre interprétation.

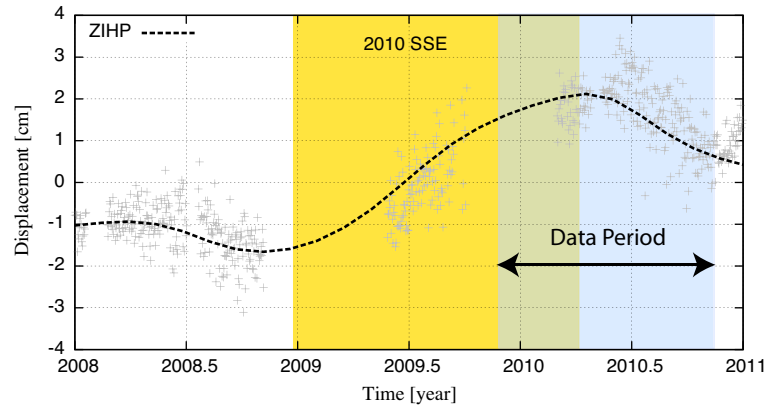


FIGURE IV.22 – Série temporelle de la station GPS ZIHP (voir figure IV.13) projetée en géométrie LOS (cm los). Le rectangle orangé délimite la période du glissement lent vu par cette station GPS, le rectangle bleu en transparence délimite la période couverte par le jeu de données de la fauchée 69. On observe une couverture très partielle du glissement lent tel qu'il est s'est déroulé dans ce secteur par notre période d'acquisition.

Fauchée 341

La fauchée 341 prolonge la couverture de la fauchée 69 vers l'ouest (voir figure IV.13), elle couvre la zone de subduction affectée par le séisme de 1985 ($M_w 8$). Pour calculer cette image nous avons utilisé 14 interférogrammes, soit 8 acquisitions dont la première date est le 15/01/2009 et la dernière le 07/10/2010 (voir figure IV.16(e)). Walpersdorf *et al.* (2011) notent pour le glissement lent de 2010, un très faible déplacement au niveau de la ville de Lazaro Cardenas (voir carte IV.24 et figure IV.7) ce qui semble indiquer que la limite ouest de l'extension du séisme lent de 2010 se situe au niveau de la zone couverte par cette fauchée. Autrement dit, cette région ne semble pas avoir été significativement affectée par le séisme lent de 2009-2010, en tout cas au niveau de la côte.

Le fort signal de déformation que l'on peut voir figure IV.24 semble correspondre à un signal de déformation intersismique et non au séisme lent de 2009-2010 (voir section IV.2.3). Les profils (0-1-2) montrent qu'au niveau de la côte, la déformation semble atteindre une amplitude de -2 cm.an^{-1} à -4 cm.an^{-1} en ligne de visée RADAR. La comparaison avec le modèle d'élévation de terrain ne montre aucune correspondance avec le signal InSAR. On ne dispose pas de station GPS au niveau de cette fauchée dont le temps d'enregistrement sur la période intersismique soit suffisant pour être comparé à notre signal InSAR. À titre de comparaison, si l'on se réfère à la vitesse de déformation intersismique au niveau de la côte enregistrée par les stations CAYA et ACAP (qui ne sont pas couvertes par la fauchée 341, voir figure IV.13) sur la période antérieure au séisme lent entre 2008 et 2009 (voir figure IV.25) qui affichent une valeur de l'ordre de -2 cm.an^{-1} de déformation en ligne de visée,

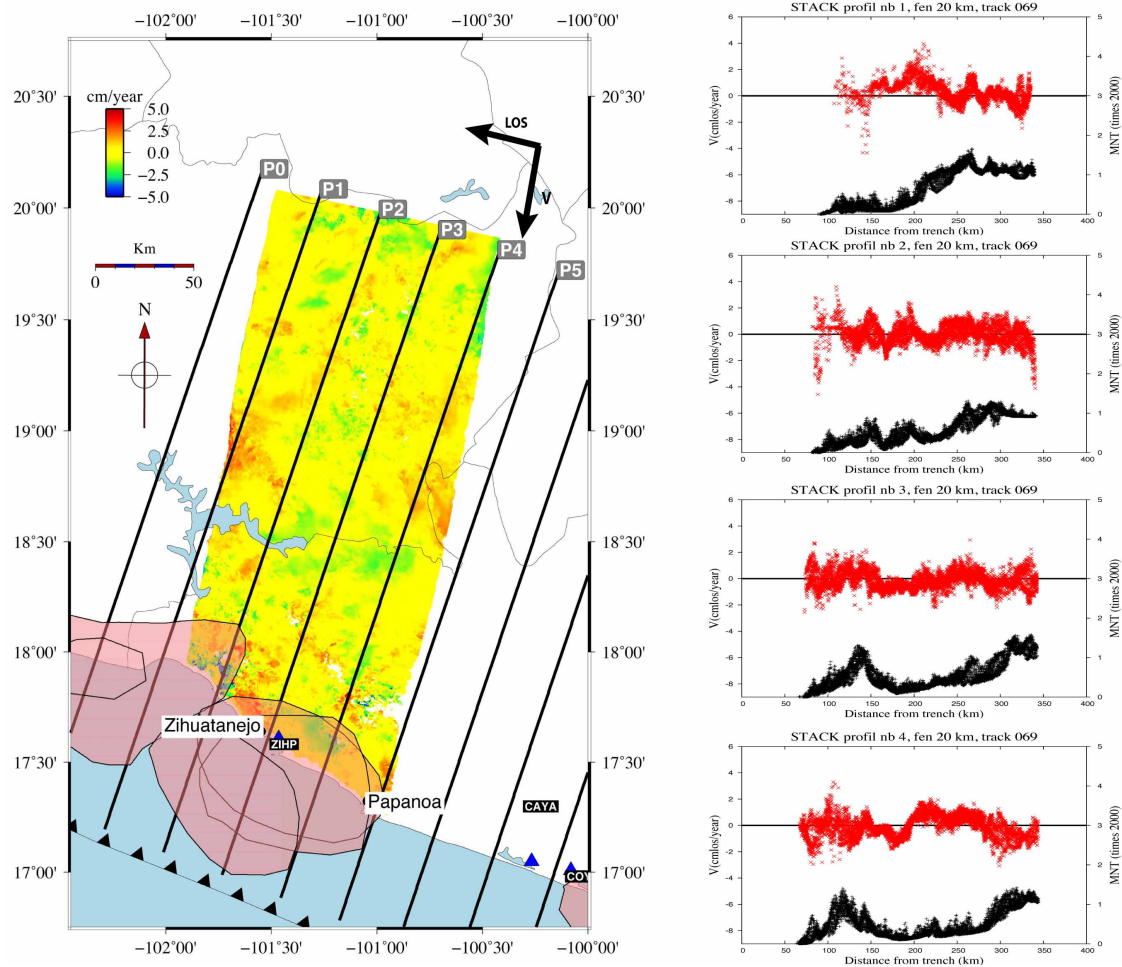


FIGURE IV.23 – Image de Gauche : stack d'interférogrammes déroulés (11 images dont les pixels couverts par au moins 9 images sont présentés) couvrant la période allant du 03/10/2009 à 18/09/2010. Cette période ne couvre que la toute fin du SSE d'après le GPS ZIHP. Les traces des profils sont indiquées par les traits noirs (avec les noms PN). Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los) et est défini positif vers le satellite. À droite : comparaison entre les valeurs du stack d'interférogrammes et profils du modèle numérique de terrain (SRTM) en fonction de la distance à la fosse de subduction (km 0). Les positions des profils sont indiquées figure de gauche et les numéros rappelés en titre de chaque figure. Pour chaque profil, le profil InSAR est de couleur rouge, aux valeurs indiquées sur l'axe de gauche. Le profil du modèle numérique de terrain est en noir et les valeurs indiquées sur l'axe de droite (facteur d'échelle : $\times 2000$).

alors on peut considérer que la vitesse de déformation au niveau de la côte de la fauchée 341 n'est pas aberrante. On peut donc considérer cette carte de vitesse de déformation comme représentative de la déformation intersismique de cette région lors de la période couverte par les acquisitions ayant servies au calcul.

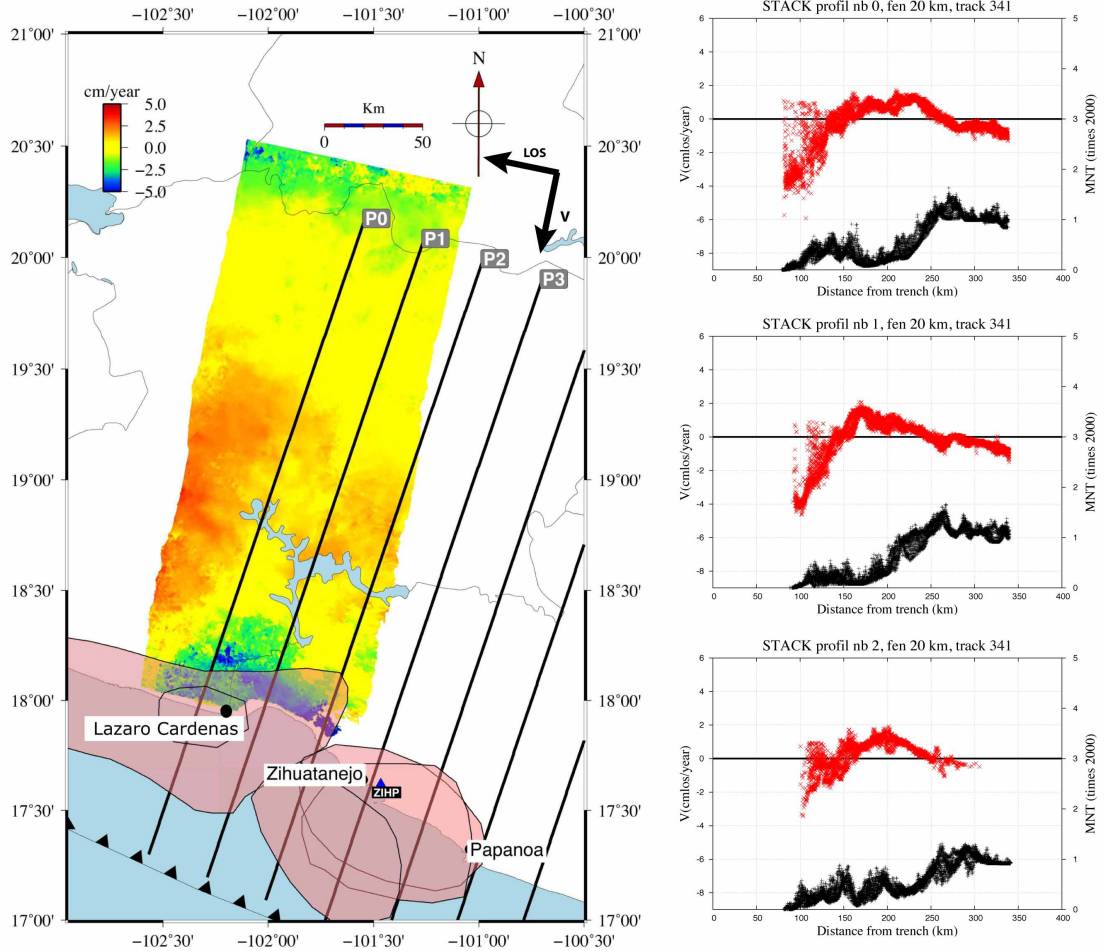


FIGURE IV.24 – Image de gauche : stack d'interférogrammes déroulés (14 images dont les pixels couverts par au moins 8 images sont présentés) couvrant la période allant du 15/09/2009 à 07/10/2010. Cette période couvre la toute fin du SSE d'après le GPS ZIHP, et la première année d'inter-SSE. Les traces des profils sont indiquées par les traits noirs (avec les noms PN). Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los) et est défini positif vers le satellite. À droite : Comparaison entre les valeurs du stack d'interférogrammes et profils du modèle numérique de terrain (SRTM) en fonction de la distance à la fosse de subduction (km 0). La position des profils est indiquées figure de gauche et les numéros rappelés en titre de chaque figure. Pour chaque profil, le profil InSAR est de couleur rouge, aux valeurs indiquées sur l'axe de gauche, les valeurs GPS indiquées par les points bleus, axe de gauche également. Le profil du modèle numérique de terrain est en noir et les valeurs indiquées sur l'axe de droite (facteur d'échelle : $\times 2000$).

IV.3.2 Analyse en séries temporelles

Fauchée D255

Nous avons appliqué une analyse en série temporelle sur les données de la fauchée D255 pour tenter d'estimer l'évolution de la déformation sur la fenêtre d'acquisition.

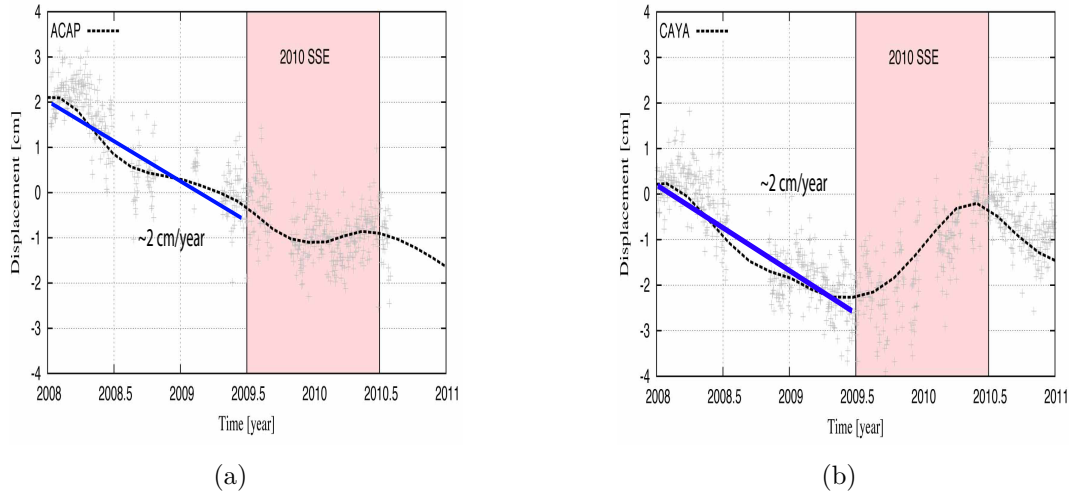


FIGURE IV.25 – Série temporelle des stations GPS permanentes ACAP et CAYA, situées sur la côte mexicaine au niveau de la lacune sismique de Guerrero, projetées en ligne de visée. La période de déroulement du séisme lent de 2009-2010 est délimitée par le cadre rouge clair. Les données ont été interpolées à l'aide d'une fonction spline pour faciliter l'interprétation.

Les interférogrammes utilisés pour cette inversion sont ceux utilisés pour le calcul de la moyenne présentée précédemment soit 14 interférogrammes au total. Nous inversons 6 dates : 11/09/2009, 25/12/2009, 05/03/2010, 09/04/2010, 14/05/2010, 18/06/2010 dont la date de référence est le 11/09/2009. Le résultat de l'inversion sous forme d'images peut être visualisé figure IV.26 où seules les 5 dates après celle du 11/09/2009 sont représentées (la date de référence étant nulle).

De la même façon que précédemment, nous extrayons une série de profils perpendiculairement à la ligne de la fosse de subduction (trait noir marqué de triangles) pour chacune des dates inversées. L'évolution temporelle de la déformation le long du profil 8 est présentée figure IV.27, le long du profil 9 à la figure IV.28 et le profil 10 à la figure IV.29. Pour la dernière date (18/06/2010), nous comparons les données InSAR avec le déplacement GPS enregistré sur l'ensemble de l'évènement [Walpersdorf *et al.* (2011)]. Il n'a pas été possible de comparer l'évolution de la déformation mesurée par l'InSAR avec les données GPS sur les deux sous évènements compte tenu de la première date d'acquisition qui ne permet pas de couvrir le début du glissement lent. Néanmoins, compte tenu du fait que la déformation liée au séisme lent au niveau de la limite est de la lacune s'est plutôt déroulée lors de la deuxième phase du glissement, la comparaison avec le GPS reste significative sur l'ensemble du glissement enregistré entre le 25/12/2009 et le 18/06/2010.

L'évolution temporelle des profils de déformation aboutissent à la dernière date (18/06/2010) où l'on peut identifier un signal de déformation assimilable à un séisme lent comparable (dans sa distribution) à celle estimée à partir du stack d'interférogrammes sur la fauchée 255, le long des mêmes profils (voir figure IV.19). La comparaison entre les profils 8, 9 et 10 sur la dernière date avec les données GPS reportée par Walpersdorf *et al.* (2011) donne à voir une bonne correspondance entre ces deux types de mesures indépendantes. On observe une amplitude de déformation totale cumulée ligne de visée de près de 8 cm entre le maximum et le minimum du profil (entre les km 80 et 170, profils 9 et 10). Cependant, l'évolution temporelle

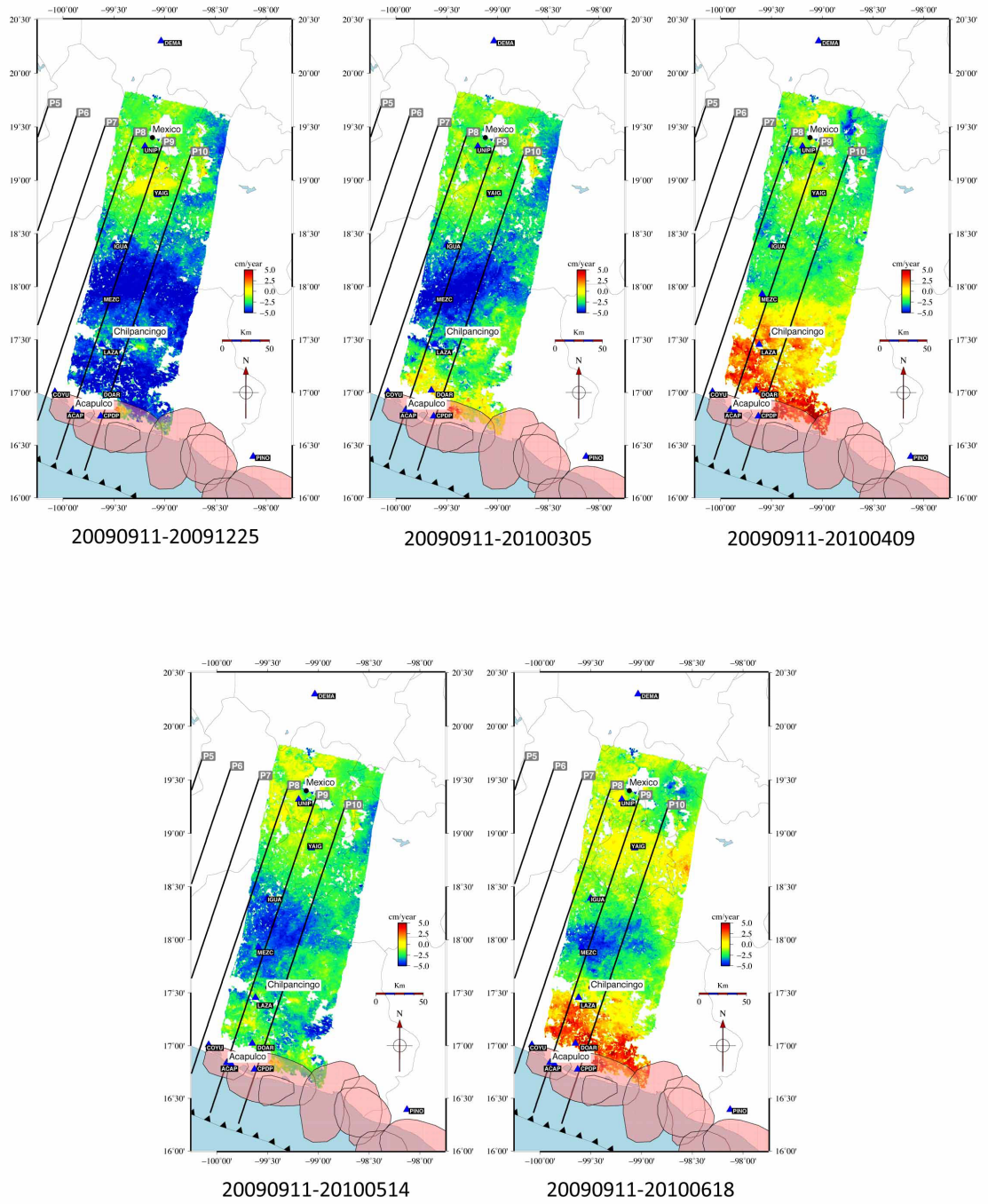


FIGURE IV.26 – Estimation de l'évolution spatio-temporelle de la déformation cumulée en ligne de visée RADAR associée au séisme lent de 2009-2010, fauchée D255. Le code couleur définit le sens positif du sol vers le satellite. La date de référence est le 11/09/2009 à partir de laquelle l'évolution de la déformation est estimée sur 5 autres dates d'acquisition : 25/12/2009, 05/03/2010, 09/04/2010, 14/05/2010, 18/06/2010. Les cercles rouges clairs positionnent les surfaces affectées par les ruptures principales de ces 100 dernières années. Les stations GPS du projet G-GAP sont représentées par les triangles bleus. La position de la fosse de subduction est signalée par le trait continu noir marqué par des triangles noirs indiquant le sens de la subduction. Le code couleur (entre -5 cm.an^{-1} et $+5 \text{ cm.an}^{-1}$) indique la vitesse de déformation en cm.an^{-1} (los).

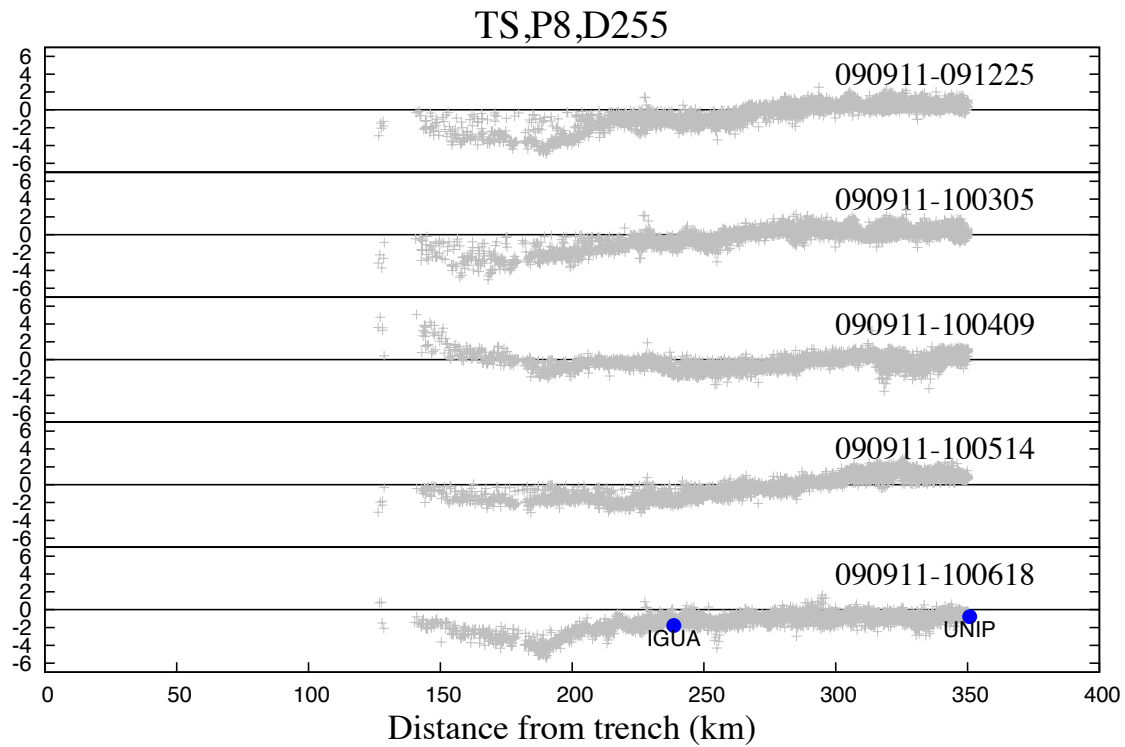


FIGURE IV.27 – *Estimation de l'évolution spatio-temporelle de la déformation cumulée en ligne de visée RADAR associée au séisme lent de 2009-2010, fauchée D255, profil 8. Les 5 dates inversées sont présentées dans l'ordre chronologique de haut en bas (25/12/2009, 05/03/2010, 09/04/2010, 14/05/2010, 18/06/2010). L'amplitude de la déformation (cm los) est affichée en fonction de la distance à la fosse de subduction et comparée (pour la dernière date) aux valeurs de déformation reportées par Walpersdorf et al. (2011).*

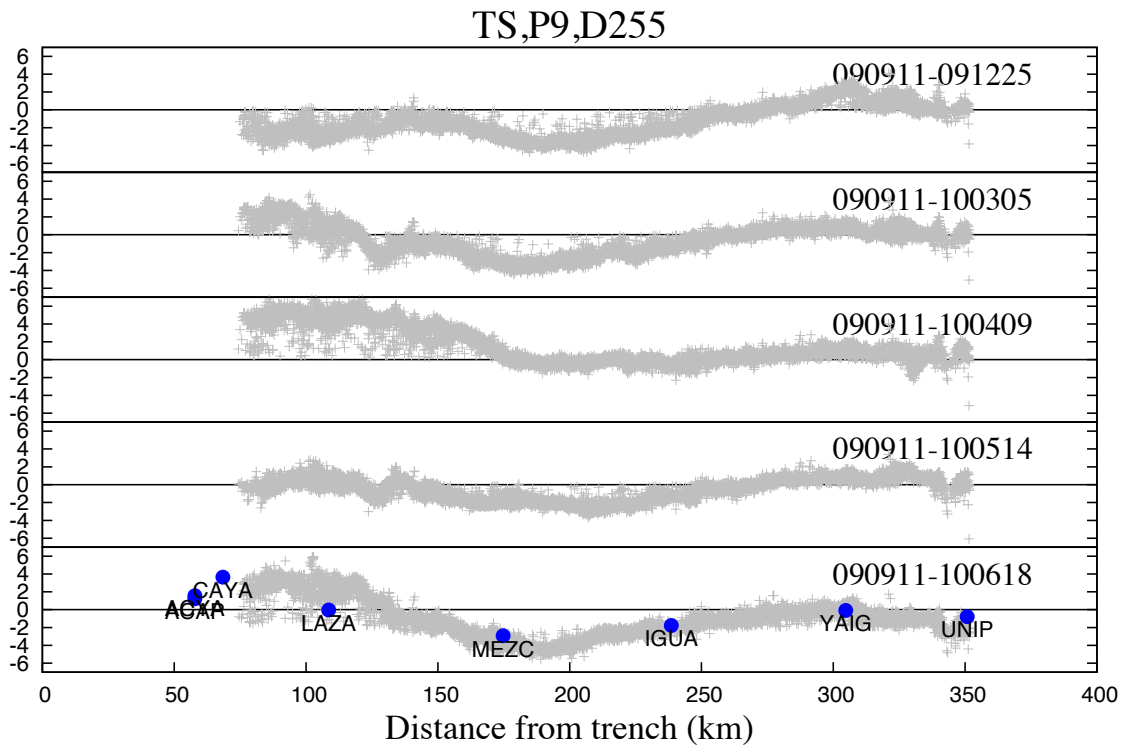


FIGURE IV.28 – *Estimation de l'évolution spatio-temporelle de la déformation cumulée en ligne de visée RADAR associée au séisme lent de 2009-2010, fauchée D255, profil 9. Les 5 dates inversées sont présentées dans l'ordre chronologique de haut en bas (25/12/2009, 05/03/2010, 09/04/2010, 14/05/2010, 18/06/2010). L'amplitude de la déformation (cm los) est affichée en fonction de la distance à la fosse de subduction et comparée (pour la dernière date) aux valeurs de déformation reportées par Walpersdorf et al. (2011).*

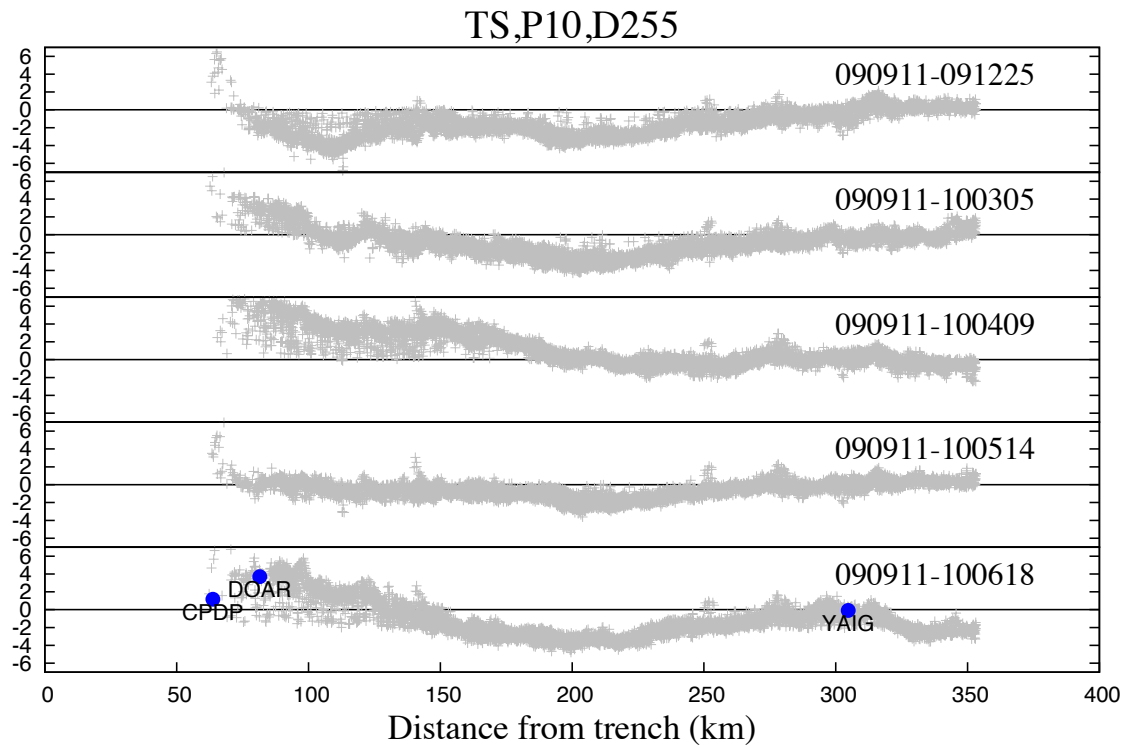


FIGURE IV.29 – Estimation de l'évolution spatio-temporelle de la déformation cumulée en ligne de visée RADAR associée au séisme lent de 2009-2010, fauchée D255, profil 10. Les 5 dates inversées sont présentées dans l'ordre chronologique de haut en bas (25/12/2009, 05/03/2010, 09/04/2010, 14/05/2010, 18/06/2010). L'amplitude de la déformation (cm los) est affichée en fonction de la distance à la fosse de subduction et comparée (pour la dernière date) aux valeurs de déformation reportées par *Walpersdorf et al. (2011)*.

de cette déformation reste difficile à interpréter. En effet, si on compare l'évolution temporelle de la déformation vue par les GPS avec la série temporelle InSAR, on peut observer une grande dispersion du signal InSAR autour des valeurs GPS (figure IV.30).

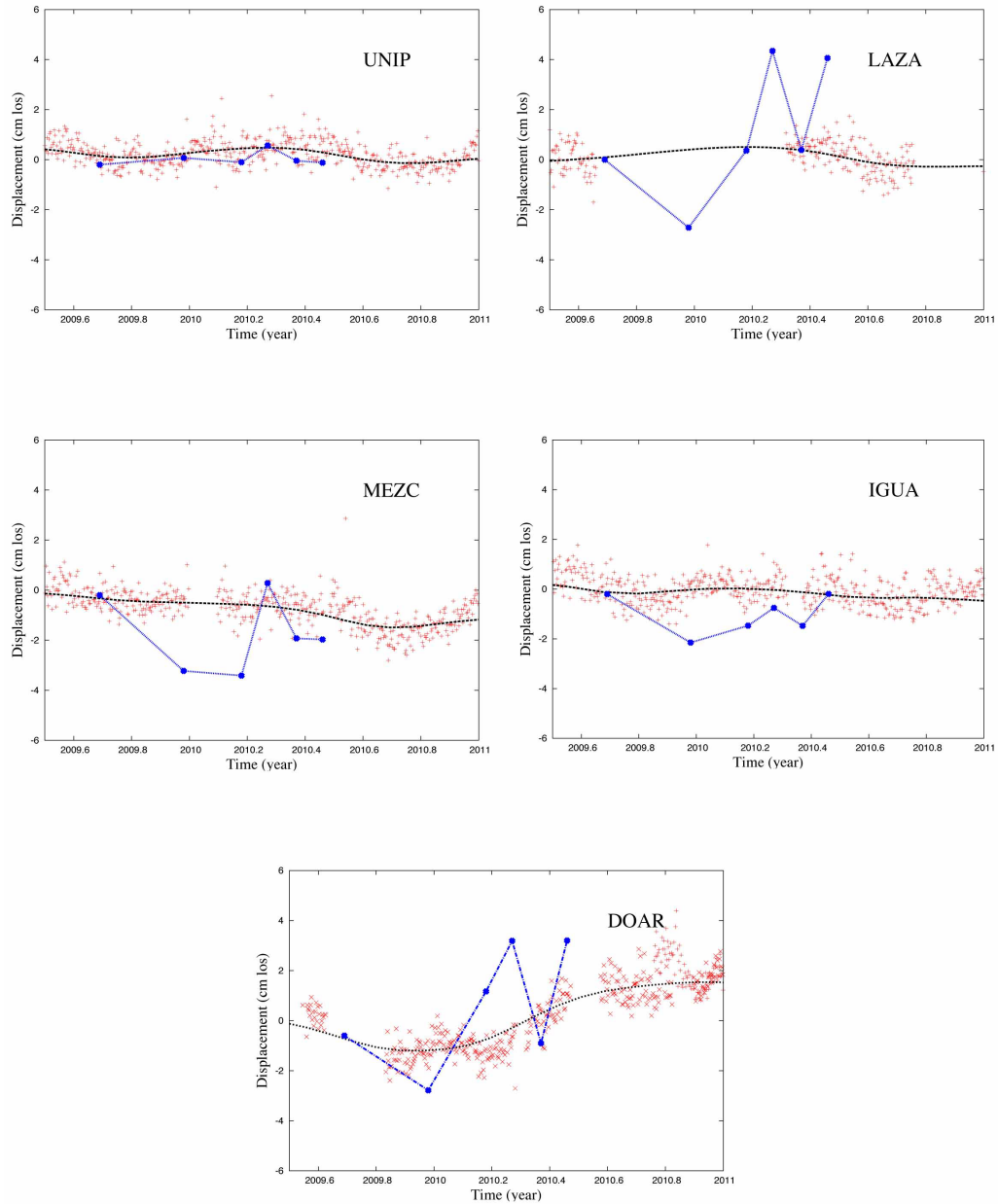


FIGURE IV.30 – Comparaison entre l'évolution temporelle de la déformation vue par les GPS (projetée en ligne de visée, points rouges) avec l'évolution temporelle du signal InSAR (profil 9, points bleus). Les séries temporelles GPS sont interpolées par une fonction spline (trait noir haché). Les déplacements mesurés par les GPS présentés ici ont comme référence la station UNIP. La date de référence (première acquisition : 11/09/2009) des séries temporelles InSAR (points bleus) est ajustée à la main à la valeur du GPS interpolé.

Pour cette raison, nous ne pouvons penser que cette série temporelle InSAR

puisse être représentative de l'évolution spatio-temporelle de la déformation de la surface associée au séisme lent de 2009-2010. Cependant, la dernière date de cette série semble d'après les profils (figures IV.27, IV.28, IV.29) en accord avec l'estimation de la déformation totale

IV.4 Discussion

Nous avons identifié un signal de déformation sur 3 fauchées (255-26-298) sur les 5 de notre étude, bien que pour la fauchée 26, le signal soit plus bruité. La fauchée 341 présente un fort signal de déformation que l'on peut associer à une déformation intersismique semblant ainsi indiquer que la zone géographique couverte par ces images n'est pas été affectée par la déformation du séisme lent de 2009-2010 pendant la période couverte par les images, ou du moins pas de façon mesurable à travers cette méthode. La fauchée 69 quant à elle, ne présente pas de signature de déformation identifiable ni pour le séisme lent ni pour une déformation interSSE. La fauchée 26 montre une déformation qui semble pouvoir s'étendre au delà de sa limite ouest et est, cependant le signal paraît beaucoup plus bruité que pour les deux fauchées adjacentes (298 et 255). La fauchée 255, semble indiquer que l'extension est de la déformation du séisme lent se prolonge légèrement au delà de la limite de la fauchée. Pour la suite de ce travail, nous ne considérerons que les fauchées 255, 298 et 341, les deux autres fauchées ne permettant pas d'interpréter de façon fiable la déformation.

IV.4.1 Comparaison au modèle de glissement

Radiguet *et al.* (2011) propose une estimation du glissement sur l'interface de subduction à partir de l'inversion des séries temporelles GPS. Il est possible à partir de ce modèle d'estimer la déformation en surface associable et de la comparer à nos mesures InSAR. Le glissement total cumulé sur l'ensemble du glissement lent (première et deuxième phase) peut être visualisé sur la figure IV.31. Ce glissement est orienté perpendiculairement à la fosse de subduction (glissement de faille inverse).

La carte de déformation en surface générée par ce glissement est présentée figure IV.32. Pour estimer cette carte, nous avons procédé au calcul direct des trois composantes de la déformation (nord, est, vertical) à partir de la distribution de glissement (figure IV.31). Nous avons ensuite ajouté une déformation intersismique correspondant à une période de 14 mois. La déformation en surface ainsi estimée selon trois composantes est projetée en géométrie RADAR (LOS). Le vecteur de ligne de visée est définie selon : $\text{LosN}=0.067$, $\text{losE}=-0.233$, $\text{losV}=0.95$.

À partir de cette carte de déformation nous avons extrait les profils selon la même configuration que pour les cartes de déformation InSAR afin de faciliter leur comparaison. Les profils couverts à la fois par le modèle de déformation et les fauchées sélectionnées pour la comparaison (298 et 255) sont les profils 8,9 et 10 pour la fauchée 255 et 4,5 et 6 pour la fauchée 298. La carte de déformation issue du modèle étant en cm los, il est nécessaire d'intégrer sur la période d'acquisition les vitesses moyennes issues de notre mesure InSAR, c'est à dire sur l'intervalle de temps entre la première acquisition et la dernière de notre jeu de données et ce pour chaque fauchée sélectionnée (pour la fauchée 255 environ 1.75 an et pour la fauchée 298 environ 1.66 an). Pour la comparaison avec la déformation en surface totale cumu-

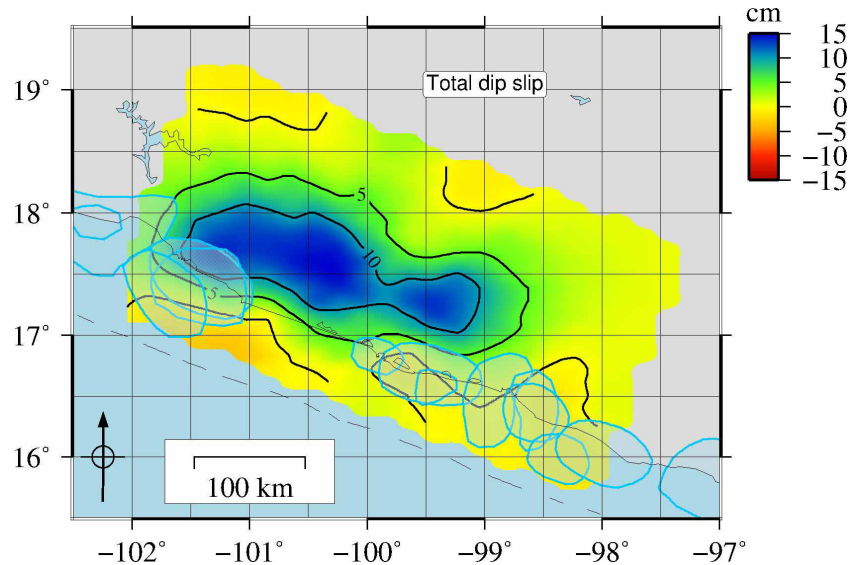


FIGURE IV.31 – *Distribution du glissement sur le plan de subduction associée au séisme lent de 2009-2010 inversé à partir des séries temporelles GPS [Radiquet et al. (2012)]. Le glissement est orienté perpendiculairement à la fosse de subduction (glissement inverse).*

lée entre 11/09/2009 et le 18/06/2010 (résultat de l'analyse en série temporelle), la comparaison est directe (même unité : cm los).

La figure IV.33 présente la comparaison entre le modèle et les vitesses moyennes de déformation en ligne de visée intégrée sur la période d'acquisition. Les profils de gauche concernent la fauchée 255, les profils de droite la fauchée 298. La figure IV.34 compare le modèle avec la déformation totale cumulée fauchée 255. On observe que le modèle du glissement utilisé pour produire la déformation en surface s'accorde relativement bien avec les mesures InSAR. Notamment les profils 5 (fauchée 298, figure IV.33), 10 (fauchée 255, figure IV.33) et 8 (fauchée 255 figure IV.34). Le long de ces profils, on observe une bonne correspondance entre la position des maxima de déformation. Cette bonne correspondance entre la mesure InSAR et le modèle permet de penser que les limites supérieure et inférieure de la distribution du glissement sur le plan de subduction sont, dans l'ensemble, bien représentées par ce modèle. Néanmoins on peut noter quelques différences.

Premièrement, concernant la fauchée 298, le profil 6 présente une différence significative avec le modèle dans la zone comprise entre le kilomètre 50 et 100. Selon les modélisations présentées précédemment (voir section IV.2.3) cette différence doit signifier que la distribution du glissement sur le plan de subduction affecte la partie sismogène beaucoup plus que ce que laissait voir le modèle. Le profil 6 se localise au niveau de la lacune sismique de Guerrero, ainsi la présence de glissement au niveau de la partie sismogène à cet endroit est significatif pour l'évolution de l'aléa sismique ce cette lacune : ces glissements semblent accommoder le déficit de glissement de façon plus importante que ce qui était initialement documenté par les GPS et le modèle de glissement. Néanmoins, le modèle direct utilisé pour parvenir à cette hypothèse ne permet pas d'aller plus loin dans l'interprétation.

Deuxièmement, toujours à propos de la fauchée 298, le profil 4, semble, par contre, montrer que la limite supérieure de la distribution du glissement n'affecte pas ou peu la partie sismogène si l'on se réfère à la position du maximum du profil.

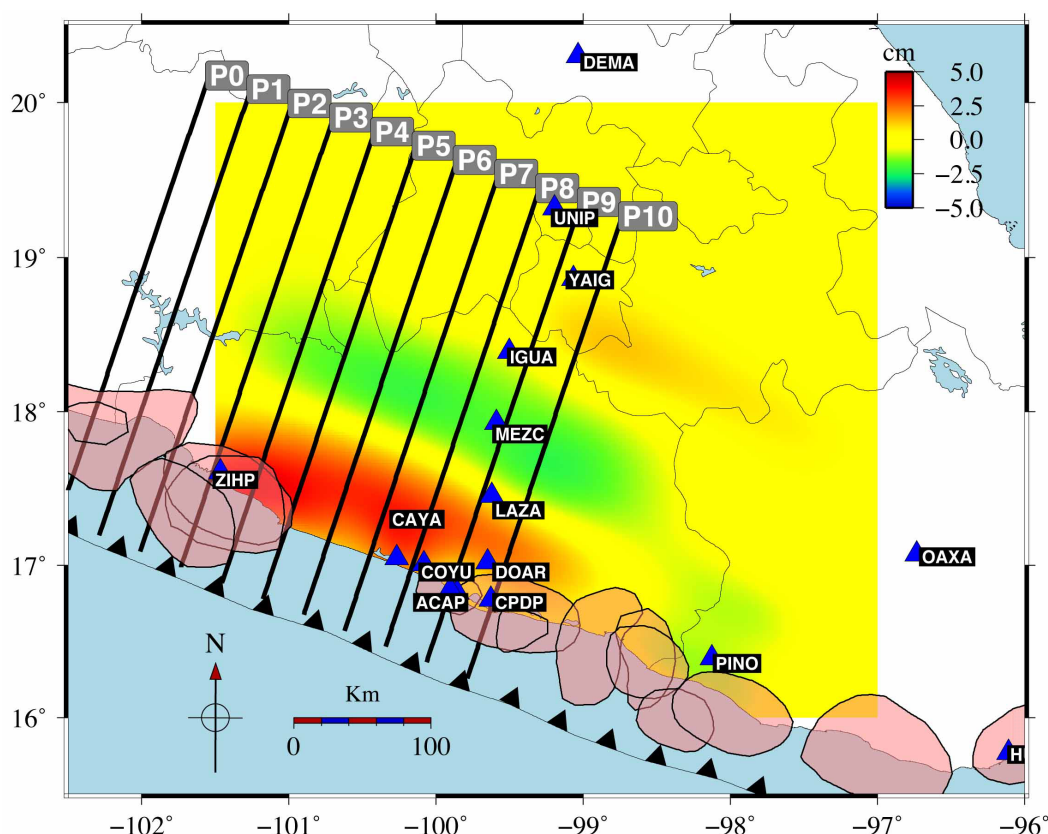


FIGURE IV.32 – Modèle de déformation en surface prédit à partir du glissement inversé à l'aide des séries temporelles GPS (voir figure IV.31). Cette déformation a été projetée en ligne de visée à partir des trois composantes du déplacement (Nord, Est, Vertical) déterminées à partir du modèle de glissement auxquelles nous avons ajouté un modèle de déformation intersismique intégré sur 14 mois. Le vecteur de ligne de visée utilisé est défini comme : $\text{LosN}=0.067, \text{losE}=-0.233, \text{losV}=0.95$. Les traces de profils sont marquées par les traits noirs (de P0 à P10), les positions des stations GPS sont marquées par les triangles bleus. Les zones de ruptures principales sont symbolisées par les surfaces rouges claires, enfin, la position de la fosse de subduction est marquée par le trait noir ponctué de triangles noirs. Le code couleur de la déformation est identique à celle des figures des interférogrammes présentés et l'unité est en cm los.

Selon cette mesure, la partie sismogène ayant été peu ou pas affectée par le glissement lent, a dû accumuler une partie de la charge tectonique libérée par les glissements plus profonds. Il est intéressant de noter que ce profil se localise à la périphérie ouest de la lacune sismique au niveau des séismes de 1943, 1979 et 1985 (voir figure IV.1).

La comparaison avec la dernière date inversée par analyse en série temporelle de la fauchée 255 avec le modèle, donne une version quelque peu différente de la déformation mesurée en surface. Nous n'interprétons ici que les positions des maxima des profils de déformation. Premièrement, la position du minimum de déformation semble plus décalée vers les terres d'environ 50 kilomètres si l'on se réfère aux profils 9 et 10 (figure IV.34). Il semblerait donc, selon cette version, que la limite inférieure de la distribution du glissement soit plus profonde que pour l'estimation faite à partir du stack d'interférogrammes. Il n'est possible d'estimer la pénétration du glissement dans la partie sismogène que sur les profils 9 et 10. Bien que le profil 9 semble bien en

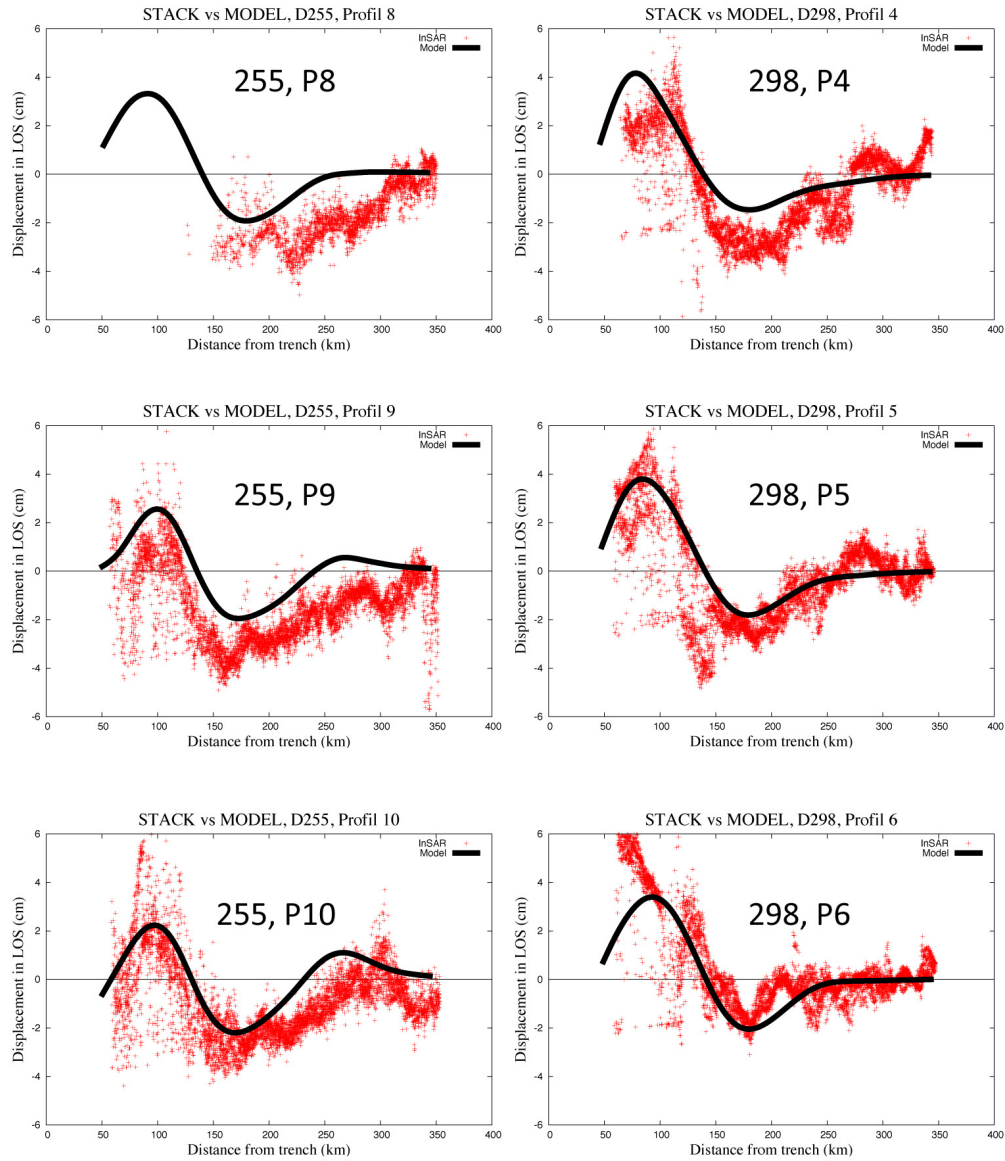


FIGURE IV.33 – Comparaison du déplacement en ligne de visée estimé à partir de stacks d'interférogrammes des fauchées 255 et 298 intégrés sur les périodes de couverture respectives de chaque jeu de données (1.75 an pour la fauchée 255 et 2. pour la fauchée 298) avec le modèle de déformation estimé à partir de la distribution de glissement présentée figure IV.31. Les deux sous événements sont inclus et l'unité de mesure de l'amplitude de la déformation est en cm los. Les points rouges sont les mesures issues de l'InSAR, le trait noir continue le modèle de déformation en surface. Les trois graphiques de gauche concernent la fauchée 255, profils 8, 9 et 10; les trois graphiques de droite la fauchée 298, profils 4, 5 et 6 (voir figures IV.32, IV.19), IV.21).

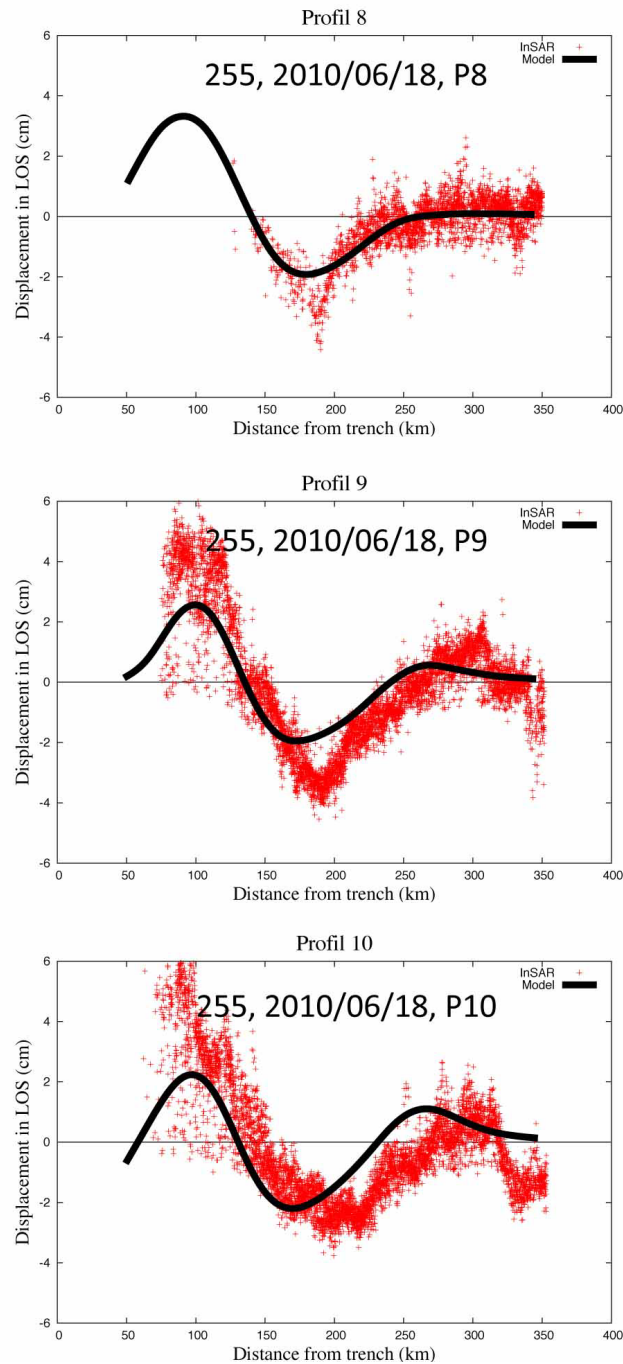


FIGURE IV.34 – Comparaison du déplacement en ligne de visée estimé à partir de la dernière date inversée par analyse en série temporelle (18/06/2010) appliquée sur la fauchée 255 (déformation cumulée entre le 11/09/2009 et le 18/06/2010) avec le modèle de déformation estimé à partir de la distribution de glissement présentée figure IV.31. Les deux sous événements sont inclus et l'unité de mesure de l'amplitude de la déformation est en cm los. Les points rouges sont les mesures issues de l'InSAR, le trait noir continue le modèle de déformation en surface. Les trois graphiques correspondent aux profils 8, 9 et 10 (voir figures IV.32, IV.26).

accord avec le modèle il apparaît que le profil 10 affiche une différence significative. Selon ce profil, le glissement s’est significativement engagé dans la partie sismogène et cette observation diffère de celle effectuée sur le même profil (10) à partir du stack d’interférogrammes. Cela pose problème car le profil 10 se localise au niveau de la périphérie est de la lacune sismique de Guerrero, et donc, la question de l’intrusion du glissement lent dans la partie sismogène, qui constitue une question majeure pour une meilleure estimation de l’aléa sismique de ce site, demeure.

Concernant à la différence entre la déformation totale cumulée et la vitesse moyenne intégrée sur la période d’acquisition, il est difficile de départager laquelle de ces deux estimations est la plus en accord avec le modèle. Par exemple, si l’on considère les profils 8 pour chaque estimation (figures IV.33, IV.34) on peut observer une meilleure correspondance entre la date finale de la série temporelle et le modèle. Si l’on porte notre attention sur les profils 10 pour chacune des estimations, on fait le constat inverse où la moyenne intégrée sur le temps d’acquisition est quasiment superposée au modèle. Quant au profil 9, il est difficile de départager entre les deux méthodes. Cette différence entre ces deux estimations peuvent être due aux différences intrinsèque entre les deux méthodes utilisées : stacking ou analyse en série temporelle. À titre illustratif, nous conserverons la déformation totale cumulée estimée à partir de l’analyse en série temporelle (voir section IV.4.3).

Les raisons de ces différences entre modèle et la mesure InSAR sont celles déjà évoquées dans l’introduction. À savoir, une faible couverture latérale du réseau GPS notamment au dessus de la lacune sismique de Guerrero à laquelle s’ajoute l’incertitude sur la mesure InSAR. Pour ces raisons, il n’est pas surprenant que ces mesures et ce modèle puissent diverger. À partir de cette comparaison, il est difficile de savoir en quoi la distribution du glissement inversée à partir des séries temporelles GPS doit être modifiée afin de mieux s’accorder aux mesures InSAR, notamment concernant les différences en amplitudes des déformations. Pour cela, il serait nécessaire de pouvoir inverser directement cette distribution de déformation en surface à l’image de ce qui a été fait pour la déformation de 2006 par [Cavalié et al. \(2013\)](#). Il faudra en outre, prendre en compte les deux mesures de déformations estimées pour la fauchée 255 pour voir en quoi les différences constatées entre ces deux approches se répercutent sur la distribution du glissement sur le plan de subduction. Au moment de la rédaction de ce manuscrit, cette inversion n’a pas pu être encore envisagée compte tenu de la difficulté rencontrée à produire ces cartes de déformation.

IV.4.2 Comparaison entre 2006 et 2009-2010

La comparaison entre l’extension spatiale de la déformation des séismes lents de 2006 et 2010 est possible sur la fauchée 255 uniquement⁴. Pour plus de précisions sur la méthodologie employée pour produire l’image de 2006, le lecteur peut se référer à l’article original [[Cavalié et al. \(2013\)](#)]. On peut préciser cependant, que l’estimation faite sur l’évènement de 2006 a été effectuée sur la base d’un jeu d’interférogrammes calculés à partir d’acquisitions distribuées avant et après le séisme lent. Ceci diffère de notre cas de figure où les données sont distribuées temporellement tout au long de la durée du glissement lent. Nous effectuons deux comparaisons, premièrement avec notre estimation de la vitesse de déformation puis avec la déformation totale cumulée estimée à l’aide de l’analyse en série temporelle.

4. Les données relatives au glissement lent de 2006 sont issues du travail de [Cavalié et al. \(2013\)](#).

Déformation de 2006 contre le stack d'interférogrammes 2010, fauchée 255

Nous comparons donc notre estimation de la déformation en surface de 2010 (stack d'interférogrammes, voir partie IV.3.1) avec celle effectuée par [Cavalié et al. \(2013\)](#) sur celui de 2006. De la même façon, on extrait une série de profils (10-9-8) sur les deux images pour la comparaison.

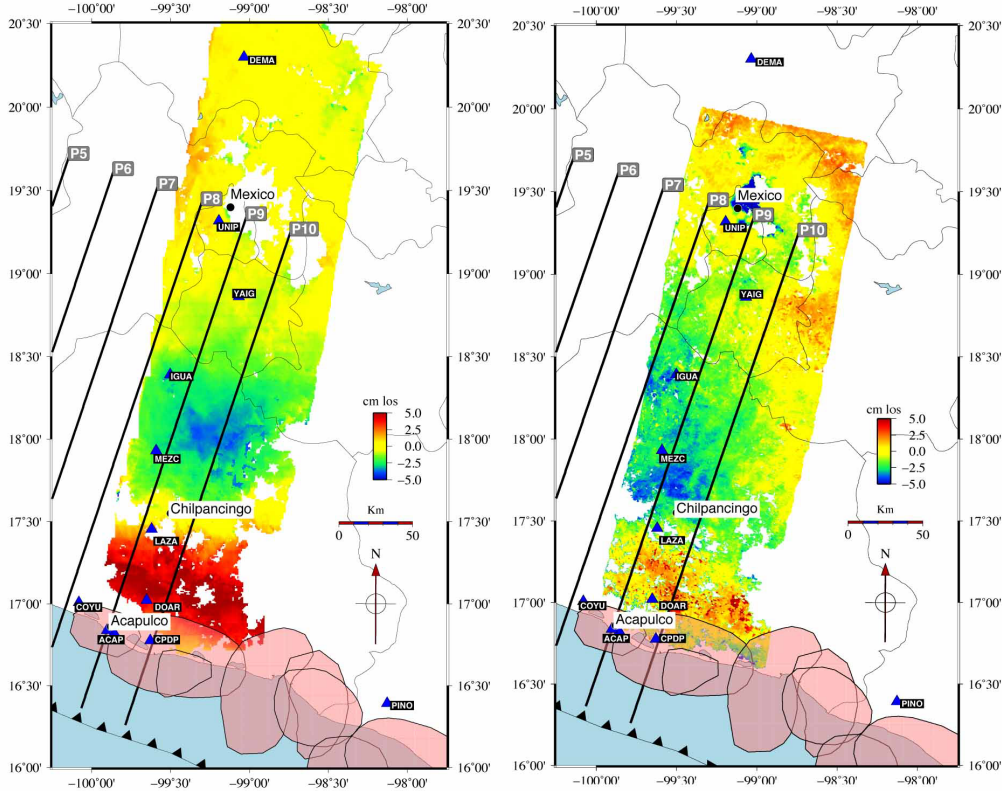


FIGURE IV.35 – Comparaison entre l'estimation de la déformation en surface du séisme lent de 2006 à Guerrero, fauchée D255 effectuée par [Cavalié et al. \(2013\)](#) (à gauche) avec notre estimation sur l'évènement 2010 effectuée par intégration de la vitesse de déformation sur la période d'acquisition de notre jeux de données (1.75 an). La vitesse de déformation est en ligne de visée (cm los). Les traces des profils sont rappelées sur les figures sous forme de traits noirs numérotés de P7 à P10.

La figure IV.35 présente, côte à côte, l'estimation de la déformation de la surface associée au séisme lent de 2006 (figure de gauche) et l'estimation de la déformation de la surface estimée à partir de la vitesse de déformation moyenne intégrée sur la période d'acquisition (1,75 an) (figure de droite). Les profils 8, 9 et 10 extraits pour chacune des deux évènements sont présentés figure IV.36. On peut déjà observer d'une façon générale que les deux évènements ne présentent pas la même distribution de la déformation en surface.

Premièrement, la déformation de la surface associée au séisme lent de 2006 semble plus marquée que celle de 2010. Néanmoins, cette extension, selon la perpendiculairement à la fosse de subduction, évolue entre les profils 8,9 et 10 de sorte que les déformations associées à chacun des deux évènements soient quasiment superposables le long du profil 9 et 10 à l'exception de la côte (entre le kilomètre 50 et 150).

Deuxièmement, la déformation de 2010 couverte par cette fauchée semble plus décalée vers l'ouest pour 2009-2010 que pour 2006. En effet, si l'on compare la déformation négative minimale (zones bleus) sur les deux cartes on peut observer que dans le cas de 2006, celle ci semble centrée sur le profil 10 (entre IGUA et MEZC) alors que pour l'évènement de 2009-2010, cette déformation semble centrée sur le profil 9. De plus, le minimum de la déformation semble décalé de 50 kilomètres entre 2006 et 2010 si l'on considère le profil 10. Ainsi, en considérant les modèles directs, l'extension spatiale du glissement au niveau du profil 10 semble plus décalé vers la côte.

Enfin troisièmement, l'amplitude de la déformation semble plus importante pour 2006 que pour 2010 au niveau de la côte. Effectivement, si l'on observe les profils 9 et 10, on peut noter une différence d'amplitude de la déformation verticale positive de près de 3 cm en ligne de visée entre les deux évènements.

En d'autres termes, par rapport au séisme lent de 2006 et sur la base des modèles directs présentés précédemment (voir section IV.2.3), le séisme lent de 2009-2010 couvert par la fauchée 255 présente une extension spatiale du glissement sur le plan de subduction qui semble plus proche de la côte, décalé vers l'ouest et de plus faible amplitude. On peut rappeler cependant, que la position du maximum de la déformation se situe autour du kilomètre 100, ce qui, au regard des modèles directs ne correspond pas à une intrusion du glissement lent dans la partie sismogène du plan de subduction.

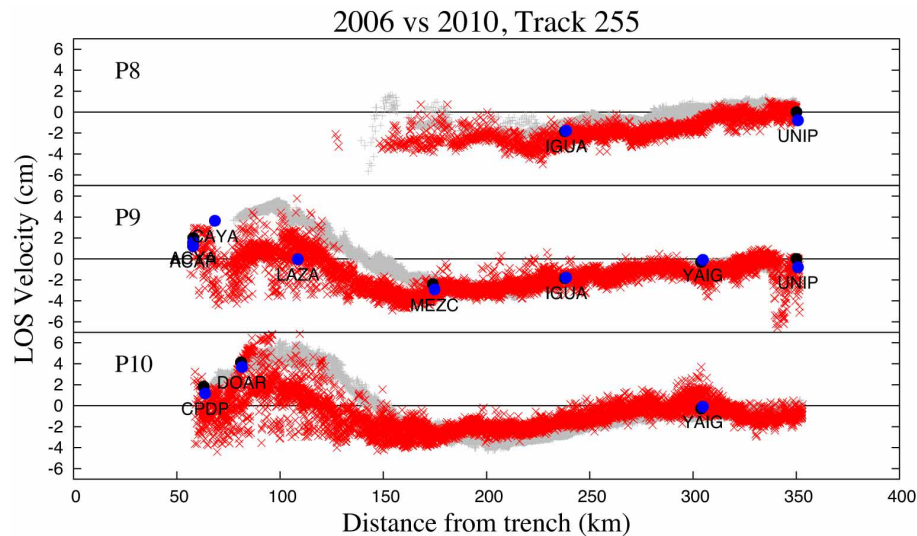


FIGURE IV.36 – Comparaison le long des profils 8, 9 et 10 des déformations cumulées pour l'évènement 2006 (gris) et celui de 2009-2010 (rouge) estimées à partir d'un stack d'interférogrammes intégré sur la période d'acquisition (1,75 an), fauchée 255. Superposition des valeurs GPS mesurées par Walpersdorf et al. (2011) pour l'évènement 2006 (points noirs) et 2009-2010 (points bleus) pour chacun de profils (stations les plus proches). La distance des profils est définie par rapport à la position de la fosse de subduction (voir figure IV.35).

Déformation de 2006 contre la série temporelle, fauchée 255

Nous comparons notre estimation de la déformation en surface de 2010 estimée cette fois ci à partir de l'analyse en série temporelle (déformation cumulée entre le

11/09/2009 et le 18/06/2010) avec celle effectuée par [Cavalié et al. \(2013\)](#) sur celui de 2006. De la même façon, on extrait une série de profils (10-9-8) sur les deux images pour la comparaison.

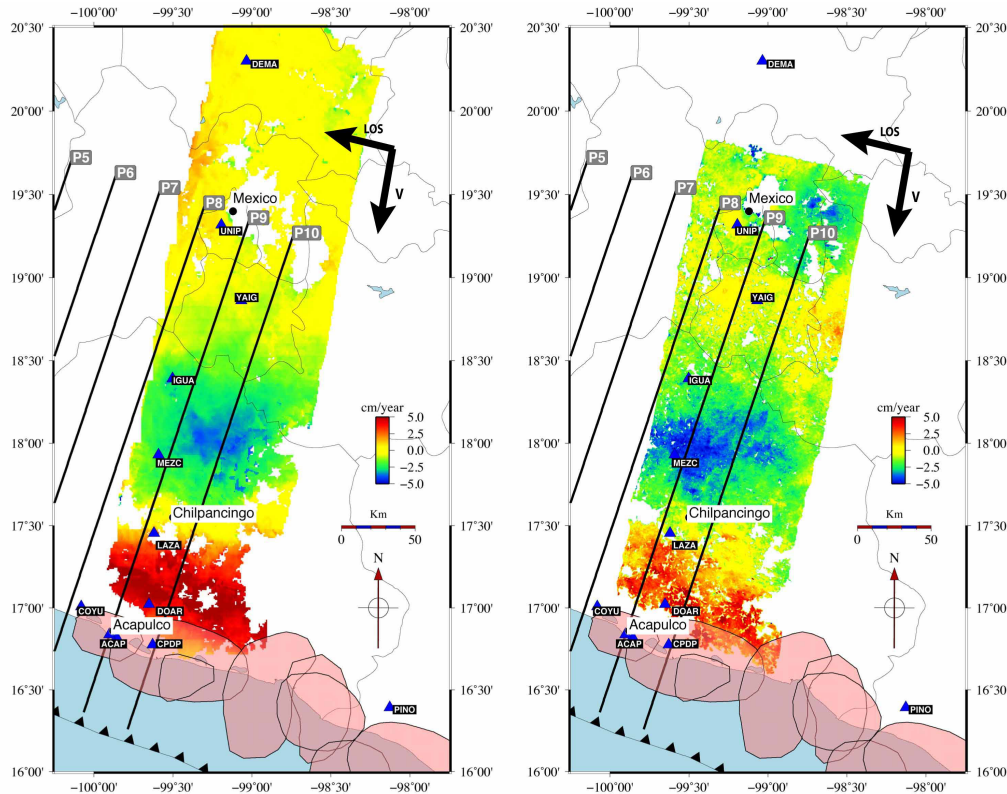


FIGURE IV.37 – Comparaison entre l'estimation de la déformation en surface du séisme lent de 2006 à Guerrero, fauchée D255 effectuée par [Cavalié et al. \(2013\)](#) (à gauche) avec notre estimation sur l'évènement 2010 effectuée à partir de l'analyse en série temporelle (déformation cumulée entre le 11/09/2009 et le 18/06/2010), fauchée 255. La vitesse de déformation est en ligne de visée (cm los). Les traces des profils sont rappelées sur les figures sous forme de traits noirs numérotés de P7 à P10.

La comparaison sous forme d'image peut être visualisée figure IV.37 tandis que la comparaisons sous forme de profils peut être visualisée figure IV.38. On peut observer que les deux approches (celle-ci et la précédente, voir section IV.4.2) diffèrent quelque peu. À travers cette estimation de la déformation en surface pour 2009-2010 parait plus comparable avec la déformation en surface de 2006. On voit d'ailleurs que les profils de déformations sont plus superposables à ceux de 2006 que précédemment (voir figures IV.38 et IV.36). Pour ce qui est de la différence d'amplitude au niveau de la côte, on observe dans cette version moins de différences. Notamment, le profil 9 montre une quasi superposition des deux profils de déformation (2006 et 2009-2010). Quant au profil 10, il reste une différence d'amplitude d'environ 2 cm en ligne de visée. Concernant la localisation des déformations négatives minimales (zones bleus), on observe aussi une bonne correspondance entre les deux évènements indiquant que la limite inférieure de la distribution du glissement sur le plan de subduction n'a pas variée entre les deux évènements, en tout cas au niveau du profil 10.

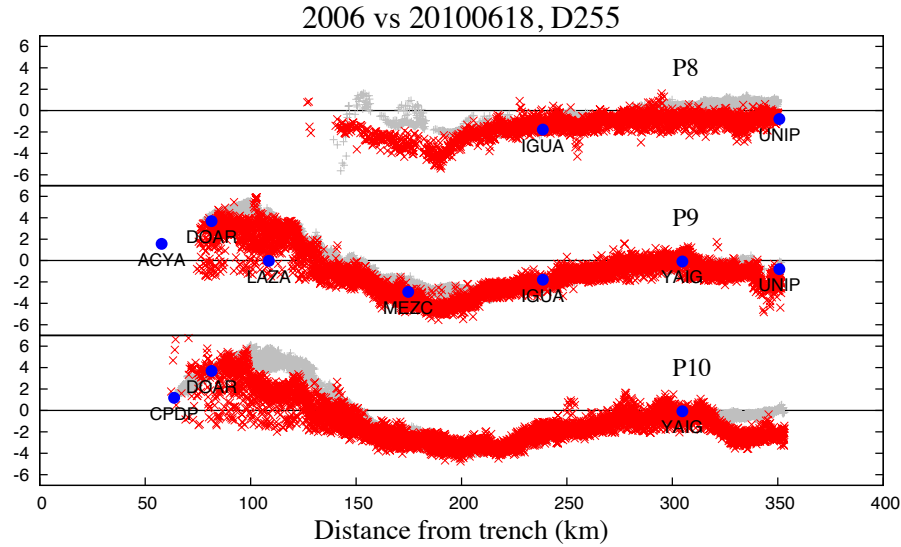


FIGURE IV.38 – Comparaison le long des profils 8, 9 et 10 des déformations cumulées pour l'évènement 2006 (gris) et celui de 2009-2010 (rouge) estimées à partir de l'analyse en série temporelle (déformation cumulée entre le 11/09/2009 et le 18/06/2010), fauchée 255. Superposition des valeurs GPS mesurées par Walpersdorf et al. (2011) pour l'évènement 2006 (points noirs) et 2009-2010 (points bleus) pour chacun de profils (stations les plus proches). La distance des profils est définie par rapport à la position de la fosse de subduction (voir figure IV.35).

Conclusion de ces comparaisons

Les deux approches aboutissent à deux visions différentes du séisme lent de 2009-2010. Ces deux visions ne sont pas compatibles concernant les limites supérieures et inférieures de la distribution du glissement associée à la déformation mesurée en surface. Il est en réalité très difficile de les départager, elles sont en effet toutes deux en accord avec les données GPS. Ce qui semble cependant être redondant à travers ces deux approches concerne le décalage spatial apparent de la déformation associée au séisme lent de 2009-2010 vers l'ouest par rapport à celle associée à 2006. Ainsi, malgré l'incertitude entre ces deux approches, nous confirmons à travers ce travail que les séismes lents survenant au niveau de la lacune sismique de Guerrero peuvent évoluer d'un événement au suivant. Ce point a déjà été mis en avant à travers l'analyse des séries temporelles GPS, mais pas encore via l'interférométrie RADAR.

IV.4.3 Couverture du séisme lent de 2009-2010

Sur la base des cartes de déformations calculées, nous pouvons estimer une distribution totale de la déformation en surface générée par le séisme lent de 2009-2010. La figure IV.39 présente les trois fauchées qui ont été retenues sur les 5 initialement traitées. À partir de cette vue d'ensemble, il est possible de proposer une estimation minimale de l'extention nord-ouest et sud-est de la surface affectée par la déformation ainsi que pour l'extension nord-sud. Cette surface, représentée sur la figure IV.39 est marquée par le rectangle blanc, dépasse significativement en largeur, la

lacune sismique de Guerrero. La surface minimale affectée par cette déformation est de l'ordre de 450 km×300 km ce qui semble confirmer l'estimation de la surface affectée par les séismes lents de Guerrero rappelée par Kostoglodov *et al.* (2003) faites, pour rappel, sur la base des séries temporelles et sur l'évènement de 2001-2002.

Cette surface n'est pas affectée de façon uniforme par la déformation du séisme lent de 2009-2010. En effet, le signal de déformation présent plus dans les terres présente deux zones où elle semble plus importante (voir figure IV.39, zone Z1 et zone Z2). La première zone Z1, se localise à la périphérie ouest de la surface affectée par la déformation au niveau du panneau de subduction qui ne présente pas de partie sub-horizontale. On peut constater que sur la période du déroulement du séisme lent de 2009-2010, au niveau justement de zone Z1, la présence de séismes très modérés (M_w entre 4 et 5). La zone de déformation Z2, située près de la limite ouest de la fauchée 255 (voir figure IV.39) semble présenter une plus forte amplitude que la zone Z1 et se localise au dessus de la partie sub-horizontale du panneau de subduction. On n'observe pas pour cette zone de déformation de sismicité significative lors du déroulement du séisme lent de 2009-2010. Entre ces deux zones, on observe que la déformation à une amplitude plus faible, ce qui est une différence significative avec le modèle de déformation estimé à partir du glissement sur le plan de faille inversé à partir des séries temporelles GPS qui propose une déformation latéralement uniforme (parallèlement à la fosse de subduction) entre Acapulco et Zihuatanejo (voir figure IV.32). Cependant, cette partie de la surface, qui se trouve au dessus de la lacune sismique, montre une forte amplitude de déformation au niveau de la côte, c'est à dire au niveau de la lacune sismique, jusqu'à 4-5 cm de déplacement vertical positif en ligne de visée RADAR. Enfin, la question concernant l'extension de cette déformation vers le sud-est, au delà de la limite de la fauchée 255 est posée (symbolisée par le point d'interrogation blancs figure IV.39). Ainsi, sur la base des modèles directs présentés précédemment, au premier ordre, la distribution du glissement sur le plan de subduction affecte la partie sub-horizontale de façon non-homogène, le glissement semblant être plus en surface au niveau de la lacune sismique que sur les périphéries où le glissement paraît se distribuer plus en profondeur.

La mise en parallèle des trois fauchées permet en outre de constater que la déformation de la côte est très contrastée. En effet, au niveau de la ville de Zihuatanejo, alors que la fauchée 298 détecte une déformation verticale positive de l'ordre de 2 à 3 cm en ligne de visée, la fauchée 341, présente une déformation verticale négative entre -3 et -5 cm los. L'évolution spatiale de la déformation est très dynamique compte tenu de la distance entre ces deux portions d'environ 100 kilomètres. Cette variation latérale de ces déformations doit pouvoir s'interpréter comme une variation latérale des propriétés frictionnelles de l'interface de contact entre la plaque Cocos en subduction sous la plaque Nord Américaine. On peut faire le parallèle avec cette augmentation du couplage entre les deux plaques lorsque l'on se déplace vers le nord-ouest le long de la côte à partir de la limite ouest de la lacune sismique et la présence de la surface de rupture de 1985 (M_w 8.0) à l'origine de nombreux dégâts dans la ville de Mexico.

La présence des deux zones principales de déformation présentées précédemment (Z1 et Z2) peut interroger sur l'origine de cette distribution. Ces deux zones se trouvent au dessus de la partie de transition comportementale entre stable et instables du panneau de subduction. La présence de sismicité au niveau de la zone Z1, localisant la limite inférieure du glissement sur le plan de subduction, pourrait indiquer la présence, lors du glissement lent, de variabilités frictionnelles de petites

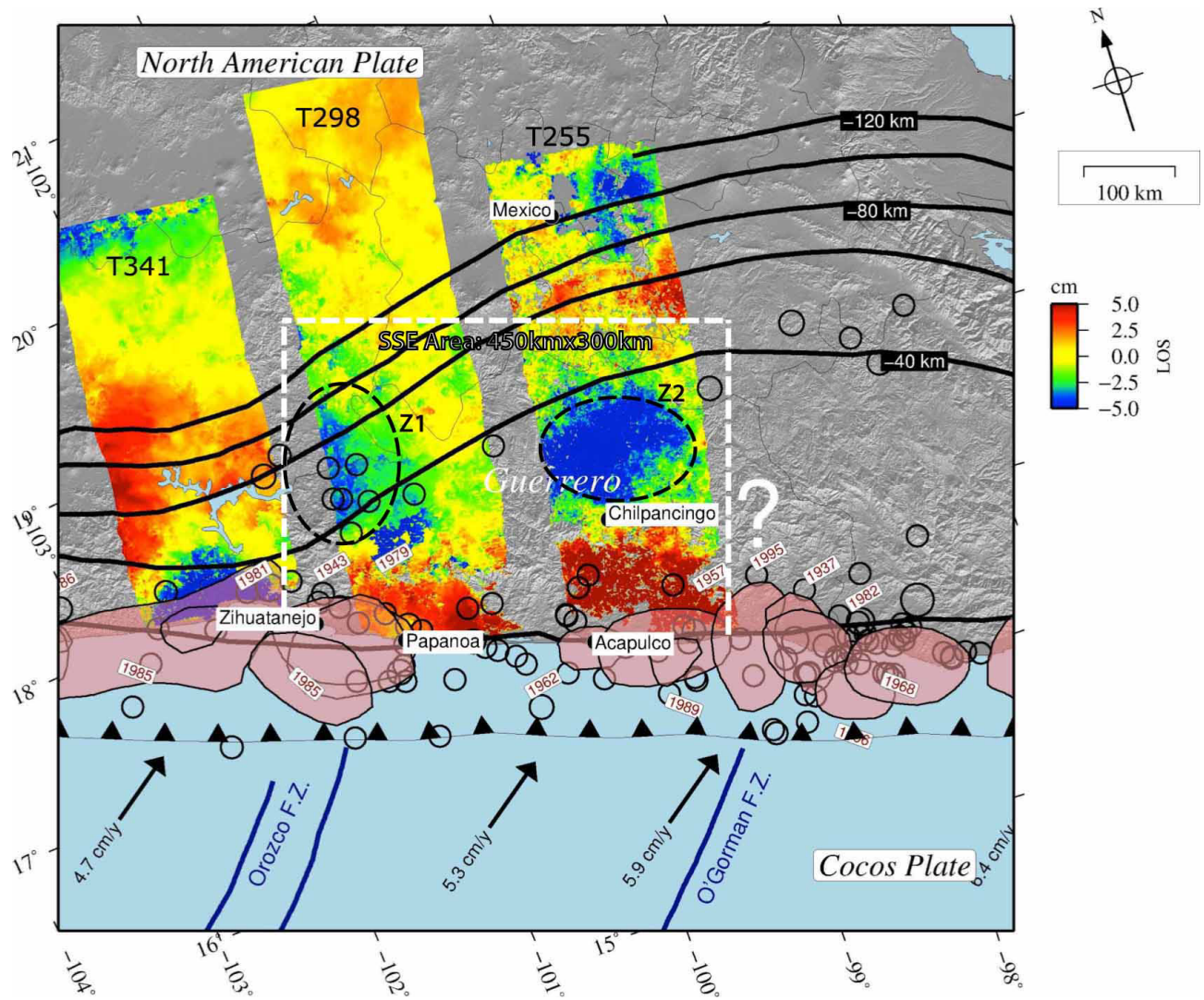


FIGURE IV.39 – Estimation de l'extension spatiale de la déformation de la surface associée au séisme lent de 2009-2010 par interférométrie RADAR. Trois fauchées sont présentées ici sur les 5 de notre étude : la fauchée 255, 298 et 341. La fauchée 355 est une estimation de la déformation totale cumulée effectuée par l'analyse en série temporelle (entre 09/09/11 et 18/06/2010). Les fauchées 341 et 298 sont estimées à partir des vitesses moyennes de déformation multipliées par le temps couvert par le jeu de données utilisée pour leur calcul, soit 1.75 an pour la fauchée 255 et 1.66 an pour la fauchée 341. La déformation affichée est en cm en ligne de visée. Les ruptures principales sont rappelées par les surfaces roses ainsi que les dates de ruptures. L'activité sismique sur la période 2009-2011 est affichée sous forme de cercles noirs ($M_w > 4.0$). Les traits noirs continus marquent l'évolution de la profondeur du panneau de subduction et sont étiquetés tout les 20 km de profondeur. La fosse de subduction est localisée par le trait noir marqué de triangles noirs et la vitesse de convergence est rappelée par les vecteurs de la même couleur. Le point d'interrogation blanc, pose la question de l'extension sud-est de la déformation associée au séisme lent de 2009-2010 non couverte par notre configuration d'acquisition. Les ellipses Z1 et Z2 localisent les deux régions où nous détectons les déformations.

échelles qui auraient accommodé la présence du glissement asismique environnant par des ruptures sismiques. À l'inverse, la zone Z2, qui ne semble pas être associable à la présence de séismes petits à modérés, pourrait correspondre à un glissement profond s'effectuant sur une surface plus homogène d'un point de vue frictionnel. L'origine de la différence d'amplitude entre ces deux zones ($Z1 < Z2$) est peut être due à cette différence de propriétés de l'interface de contact. Par ailleurs, nous savons que ce séisme lent a eu comme particularité de se dérouler en deux étapes, affectant d'abord la partie nord-ouest de la lacune sismique puis la partie sud-est. Ces deux zones pourraient être la représentation spatiale de ce séisme lent en deux étapes : la partie Z1 pour la phase 1 et la partie Z2 pour la phase 2. Cependant, il convient de rester prudent car ces estimations n'ont pas la résolution temporelle suffisante pour pouvoir le confirmer.

IV.5 Conclusions

IV.5.1 Rappels du projet

Au cours de ce premier travail de thèse, nous avons anticipé la réalisation d'un séisme lent en 2010 en programmant à l'avance des acquisitions RADAR satellitaires afin de compléter le réseau de GPS permanents à l'aide de l'interférométrie RADAR différentielle. L'objectif de ce travail était de contraindre l'extension spatiale de la déformation en surface générée par ce séisme lent afin de mieux contraindre la distribution du glissement lent sur le plan de subduction. Pour cela nous avons exploité des données du satellite Envisat (polarisation VV, mode i2, Bande C) couvrant 5 fauchées descendantes : 255, 26, 298, 69, 341. Nous avons appliqué sur chacune des fauchées sélectionnées la chaîne de traitement NSBAS, en utilisant l'approche dite des small-Baselines. Nous avons ensuite fait une estimation de la vitesse moyenne de déformation de la surface couverte par les fauchées puis quand cela a été possible, nous avons fait une estimation de l'évolution temporelle de la déformation via une analyse en séries temporelles. Nous avons par la suite comparé la distribution de la déformation ainsi estimée avec le modèle de déformation en surface proposé par Radiguet *et al.* (2012) ainsi qu'avec les résultats sur la fauchée 255 obtenus par Cavalié *et al.* (2013) sur le précédent séisme lent (2006).

IV.5.2 Rappels des résultats

L'estimation de l'extension spatiale de la déformation des séismes lents de Guerrero par interférométrie RADAR différentielle, bien que nécessaire pour compléter les informations des stations GPS permanentes, reste très difficile. Nous avons pu néanmoins proposer une estimation de l'extension spatiale de la déformation de la surface associable au séisme lent de 2009-2010 sur 2 fauchées sur les 5 retenues pour cette étude (fauchées 298 et 255). Sur l'une des 5 fauchées nous observons un signal qui s'apparente au signal de déformation intersismique (fauchée 341). Malgré les limites déjà évoquées précédemment, nous pouvons proposer une extension spatiale minimale de la déformation en surface en relation avec le séisme lent de 2009-2010. Cette extension minimale couvre une surface qui s'étend au delà de la lacune sismique de Guerrero, vers le nord-ouest au niveau de la ville de Zihuatanejo, et vers le sud-est au delà de la ville d'Acapulco soit environ 450 kilomètres le long de la côte. Cette déformation de la surface s'étend dans les terres sur plus de 300 km

depuis la côte. La surface minimale affectée par le séisme lent de 2009-2010 approcherait donc de $450 \times 300 \text{ km}^2$ ce qui est du même ordre de grandeur que la surface proposée par [Kostoglodov et al. \(2003\)](#). Il semble que cette déformation s'organise autour de deux zones principales délimitées par les ellipses Z1 et Z2 (voir figure IV.39) où nous observons les subsidences les plus importantes avec un fort réhaussement de la côte. L'amplitude des déformations mesurées entre ces deux zones de subsidence et la côte est de l'ordre de 4 cm en ligne de visée pour la fauchée 298 et de l'ordre de 8 cm en ligne de visée pour la fauchée 255 et jusqu'à 11 cm en ligne de visée pour la 255 (voir figure IV.34). Cette distribution de la déformation en surface n'est pas totalement expliquée par le modèle de déformation estimé à partir de la distribution de glissement sur le plan de subduction inversée sur la base des séries temporelles GPS. La comparaison entre la distribution de la déformation entre les séismes lents de 2006 et 2009-2010 montre une évolution du champ de déformation entre les deux événements. La différence entre l'extension spatiale des déformations ainsi que la différence d'amplitude (notamment au niveau de la côte) sont plus difficilement contraignables compte tenu des différences observées entre les deux approches utilisées : stack d'interférogrammes et analyse en série temporelle. La comparaison des déformations estimées sur les trois fauchées (341, 298 et 255) révèle au niveau de la côte une forte variabilité latérale de la déformation. Celle-ci doit refléter des différences de propriétés frictionnelles de l'interface de subductions notamment la transition entre la lacune sismique de Guerrero et la surface de rupture du séisme de 1985 ($M_w 8$). De plus, la déformation enregistrée sur la fauchée 255 pose la question de l'extension sud-est de la déformation associable au séisme lent de 2009-2010. Sur ce dernier point, la question de la connection entre les séismes lents de la lacune sismique de Guerrero et ceux ayant lieu au niveau de l'état du Mexique Oaxaca [[Franco et al. \(2005\)](#), [Brudzinski et al. \(2007\)](#)], voisin plus à l'Est de Guerrero, peut être posée.

Sur la base de cette estimation de l'extension spatiale de la déformation en surface associée au séisme lent de 2009-2010 et à l'aide des modèles directs présentés précédemment, nous pouvons penser que le scénario de glissement présenté dans l'introduction (voir section IV.4) à privilégier serait le premier (voir figure IV.4 (b)). En d'autres termes, bien que le glissement sur le plan de subduction puisse être plus superficiel au niveau de la lacune, libérant ainsi les charge accumulées, les périphéries de la lacune semblent aussi fortement affectées par les déformations. Ainsi, les séismes lents de Guerrero sont à la fois des mécanismes de relaxation de la lithosphère au niveau de la lacune et des mécanismes de chargement des périphéries de la lacune.

En ce qui concerne l'analyse en série temporelle, nous ne sommes pas parvenus à produire une estimation de l'évolution de la déformation sur la période d'acquisitions de nos données RADAR telle que cela avait été pensé initialement. La raison principale étant une trop faible densité d'acquisitions d'images et la décohérence rapide du signal pour des interférogrammes aux baselines temporelles de quelques mois. Cela limite le nombre d'interférogrammes exploitables sur la période d'intérêt ce qui ne permet pas aux algorithmes d'inversion de bien contraindre l'évolution du signal de phase au cours du temps ni même d'envisager un lissage temporelle.

Enfin, la méthode utilisée pour la correction du biais atmosphérique a pu permettre de produire les résultats présentés ici en améliorant la qualité du signal et donc favorisant l'étape du déroulement de phase. Néanmoins les résultats ne sont pas égaux sur chacune des fauchées ; par exemple, le fauchée 26 semble n'avoir pas

été corrigée suffisamment pour nous permettre de l'exploiter. Des développements méthodologiques sont donc encore nécessaires afin que ce biais atmosphérique puisse être mieux pris en compte.

IV.5.3 Perspectives

Il n'a pas été possible au cours de ce travail de procéder à l'inversion de la distribution de la déformation en surface associée au séisme lent de 2009-2010 à l'image de ce qui a été fait pour celui de 2006. La majeure partie de ce travail a consisté à la récupération des données en cours d'acquisition puis à l'extraction de l'information. Bien que ce signal de déformation puisse être affecté d'une certaine variabilité spatiale, il semble représentatif de la déformation du séisme lent. Ainsi, la prochaine étape consistera à inverser cette distribution en termes de glissement sur le plan de faille afin de pouvoir mieux estimer l'impact de ce glissement sur l'aléa sismique de ce site. Pour rappel, parmi les questions majeures concernant ce site d'étude, la distribution du glissement au niveau de la partie sismogène dans la lacune sismique mais aussi au niveau des périphéries est essentielle. Cette inversion, comme nous l'avons déjà signalé, devra prendre en compte les deux versions de la déformation mesurées le long de la fauchée 255 à savoir la vitesse moyenne de déformation estimée en calculant un stack d'interférogrammes et intégré sur le temps de couverture des acquisitions d'une part et d'autre part la déformation totale cumulée entre le 11/09/09 et le 18/06/18 estimée par inversion en série temporelle.

Nous pouvons à partir de cette étude relever quelques points méthodologiques qui pourraient faciliter la couverture des prochains séismes lents de Guerrero à l'aide de l'interférométrie RADAR. Le premier point, concerne la cohérence spatiale du signal RADAR. Cette étude montre en effet, qu'il est possible d'obtenir des interférogrammes cohérents sur l'ensemble des fauchées calculées à partir d'acquisitions présentant un faible écart temporel. Cette cohérence diminue très vite en fonction du délai entre deux acquisitions ce qui limite le nombre de paires interférométriques exploitables. Si l'on prend en compte la durée d'approximative d'une année, le délai de revisite de 35 jours (celle d'Envisat) ne permet, au mieux, que d'obtenir 10 acquisitions ce qui peut être limite en terme d'échantillonnage temporel pour décrire l'évolution spatio-temporelle de ces phénomènes. L'arrivée prochaine du satellite sentinel-1A (Bande C), avec un temps de revisite nominal de près de 12 jours pourra améliorer significativement en multipliant par trois la densité d'acquisitions. Ce délai de passage court permettra, en outre, de mieux décrire l'évolution spatio-temporelle des déformations lentes via une analyse en série temporelle. Il est donc très important de pouvoir prolonger cette étude à l'aide de cette nouvelle configuration d'acquisition s'il ont veut pouvoir améliorer significativement le rapport signal sur bruit.

L'une des particularités de cette étude était la volonté d'anticiper la réalisation du séisme lent de 2009-2010 par la programmation à l'avance d'une série d'acquisition d'images RADAR. Au moment de la sélection des données et de la première acquisition (début 2010), nous n'avions pas encore de données témoignant du commencement de ce séisme lent. Ce n'est qu'à partir de juin 2010, au moment du rapatriement des données GPS et de leurs premières analyses que nous avons eu la surprise de voir que le séisme lent s'était initié dès mi 2009, soit près de 7 mois plus tôt que notre première acquisition. Ce n'est que grâce aux archives disponibles que nous avons pu couvrir malgré tout l'événement dans son ensemble. Cette variabi-

lité du délai de récurrence des séismes lents de Guerrero est très faible d'un point de vue tectonique mais reste significative dans le cadre d'une planification anticipée d'acquisitions satellitaires. Ce dernier point montre l'importance d'une analyse en temps réel du réseau GPS, nécessitant un effort de maintenance et une télémétrie des données afin de détecter au plus tôt le début d'un événement souvent difficilement identifiable. Actuellement une mise à jour quasi-quotidienne est désormais effectuée au Mexique pour certaines stations permanentes comme CAYA ou ZIHP, que nous consultons régulièrement. Ceci est donc une amélioration par rapport à 2009-2010. Cela ne règle toutefois pas le problème du lancement tardif de Sentinel 1A et ALOS-2. En effet, nous ne disposons plus de satellite qui permettrait de décrire ce phénomène en complément des GPS et les lancements de Sentinel-1A et d'ALOS-2, bien que prévu mi-fin 2013, ne sont pas certains avant 2014. Ce calendrier ne permettra peut-être pas de couvrir correctement le prochain séisme lent (2014?) et souligne l'importance d'une continuité des missions d'observation spatiale pour l'étude de ces phénomènes.

Nous avons pu observer grâce à notre étude sur la fauchée 341, qu'il est possible d'observer un signal intersismique de grande amplitude sur ce site. De plus, nous avons des raisons de penser que Guerrero présente une grande variabilité latérale des propriétés frictionnelles. Pour ces raisons, il me semble intéressant, dans le cadre du suivi des déformations lentes de la lacune de Guerrero, de bien couvrir la période inter-SSE pour voir si l'on peut observer cette même variabilité et révéler ainsi les zones de cette subduction montrant le plus fort niveau de couplage. Cela implique une acquisition systématique sur cette zone de subductions sur une période qui incluerait, sans doute, plusieurs séismes lents ce qui n'est envisageable qu'à travers d'autres catégories de demande d'accès aux données que celui que nous avons demandé (CAT1). Au moment de l'écriture de ce manuscrit, les modalités de programmation de nouvelles acquisitions des satellites Sentinel-1A et ALOS-2 ne semblent pas avoir été explicitées.

Dans le cas d'une prolongation de cette étude sur les prochains séismes lents de ce site, il faudra se poser la question de la couverture spatiale de l'ensemble des fauchées RADAR mis en œuvre. D'après cette étude, il apparaît que la déformation associable au séisme lent de 2009-2010 s'étend (au moins) de Zihuatanejo jusqu'au delà d'Acapulco vers le sud-est. La prochaine planification devra prendre en compte cette possibilité que le séisme lent s'étale au delà de la limite de la lacune vers le sud-est et étendre la zone d'étude au delà de notre la couverture que nous avons définie.

Parkfield, Faille de San Andreas

Sommaire

V.1 Introduction	128
V.1.1 Présentation du contexte tectonique	128
V.1.2 Les glissements transitoires de Parkfield	132
V.2 Cadre de ce travail	138
V.2.1 Problématiques	138
V.2.2 Nos objectifs	139
V.3 Méthodologie	140
V.3.1 Données InSAR	140
V.3.2 Données auxiliaires	144
V.4 Résultats	147
V.4.1 Évolution spatio-temporelle du glissement postsismique	147
V.4.2 Segmentation Parkfield-Cholame	166
V.5 Conclusions Parkfield	175
V.5.1 Rappels du projet	175
V.5.2 Rappels résultats	175
V.5.3 Conclusions et perspectives	177

L'étude de l'évolution spatio-temporelle du glissement postsismique du segment de Parkfield suite au séisme du 28 Septembre 2004 constitue la deuxième partie de ce travail de thèse menée au BRGM¹. Malgré la multiplication des études sur Parkfield, un grand nombre de questions demeure sur ce qui contrôle le cycle sismique de ce segment. Parmi ces questions, l'importance du rôle du glissement postsismique dans le cycle sismique reste encore sujet à discussion et nécessite plus d'observations, notamment concernant son extension spatio-temporelle. De même les caractéristiques comportementales des segments frontaliers de Parkfield (glissement asismique au nord-ouest et Cholame au sud-est) doivent impacter la dynamique du segment de Parkfield. Bien que le segment en glissement continu soit régulièrement documenté via des techniques géodésiques modernes, le segment de Cholame, considéré comme bloqué depuis 1857, reste peu étudié à l'aide de méthodes géodésiques et nécessite une mise à jour, notamment grâce à l'apport de l'interférométrie radar. Le premier objectif de ce travail a donc été de caractériser par interférométrie radar différentielle l'évolution spatio-temporelle du retour au régime intersismique du segment de

1. BRGM : Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans

Parkfield. Puis, nous avons apporté une description de la transition entre les segments de Parkfield et de Cholame, plus au sud, en produisant une estimation de la profondeur de blocage du segment de Cholame.

V.1 Introduction

V.1.1 Présentation du contexte tectonique

La faille de San Andreas et le segment de Parkfield

Au niveau de la Californie, la plaque Pacifique se déplace par rapport à la plaque Nord Américaine à une vitesse de $3,5 \text{ cm.an}^{-1}$ en direction du nord-nord-est. Ce déplacement est en partie accommodé aux frontières des deux plaques par de forts séismes notamment sur la faille de San Andreas. Cette faille décrochante dextre, traverse l'état de Californie (USA) sur plus de 1100 km du Golfe de Californie au sud à Mendocino au nord. Elle est pour la plus grande partie de sa longueur bloquée (sauf pour sa partie centrale en glissement continu) et ne libère les contraintes ainsi accumulées qu'à travers de forts séismes dont certains ont marqué l'histoire des États-Unis d'Amérique (Fort Tejon 1857, San Francisco 18 avril 1906, Long Beach 11 mars 1933, Comté de Kern 21 juillet 1952, Loma Prieta 17 octobre 1989).

À la transition entre la limite sud de la portion de la faille de San Andreas en glissement continu (25-30 mm/an) [Lisowski *et al.* (1981); Titus *et al.* (2005, 2006); Rolandone *et al.* (2008); Ryder *et al.* (2008); De Michele *et al.* (2010)] et les segments de Cholame et Carrizo (segments rompus en 1857) se trouve le segment de Parkfield (voir figure V.1). On propose dans ce travail une délimitation de ces segments le long de la faille de San Andreas qui peut légèrement différer selon les études recensées en bibliographie. Ainsi, on considère la transition entre le segment en glissement continu au nord-ouest (qui peut être référencé comme *creeping section*) et le segment de Parkfield au niveau de l'épicentre du séisme de 1966 ($M_w 6$) et la transition Parkfield-Cholame au niveau de la limite sud-est de la rupture cosismique de 2004 [Lienkaemper *et al.* (2006), Rymer *et al.* (2006)]. La frontière Cholame-Carrizo est positionnée à environ 30 kilomètres après HW46 (creep-meter) en direction du sud-est. Ces délimitations ne doivent pas être considérées comme nettes mais plutôt comme des points de repère pour la suite de cet exposé.

Tremblement de terre caractéristiques

Une série de ruptures remarquablement similaires depuis 1850 à nos jours caractérise la dynamique du segment de Parkfield. En effet, ce segment a rompu à 6 reprises avec une périodicité moyenne de 22 ans (1857, 1881, 1901, 1922, 1934, 1966) ou à 7 reprises si l'on prend en compte la dernière rupture de 2004 qui présente un retard de près de 15 ans sur cette série [Bakun *et al.* (1985, 2005); Shelly *et al.* (2010)]. Pour ce qui concerne l'évènement de 1857, il s'agit plus précisément d'une rupture de $M_w 6$ suspectée d'avoir initié le séisme historiquement majeur de 1857 ($M_w 7.9$, Fort Tejon) qui a rompu la faille de San Andreas sur près de 350 km entre Parkfield comme limite nord et Cajon Pass comme limite sud avec un glissement moyen de 3,5 mètres en surface [Sieh *et al.* (1978); Scholz (2002)]. Depuis 1857, le segment bloqué au sud de Parkfield n'a toujours pas rompu [Fialko (2006); Liu *et al.* (2004)] bien que nous ayons un temps de récurrence pour ce segment de 137 ± 44

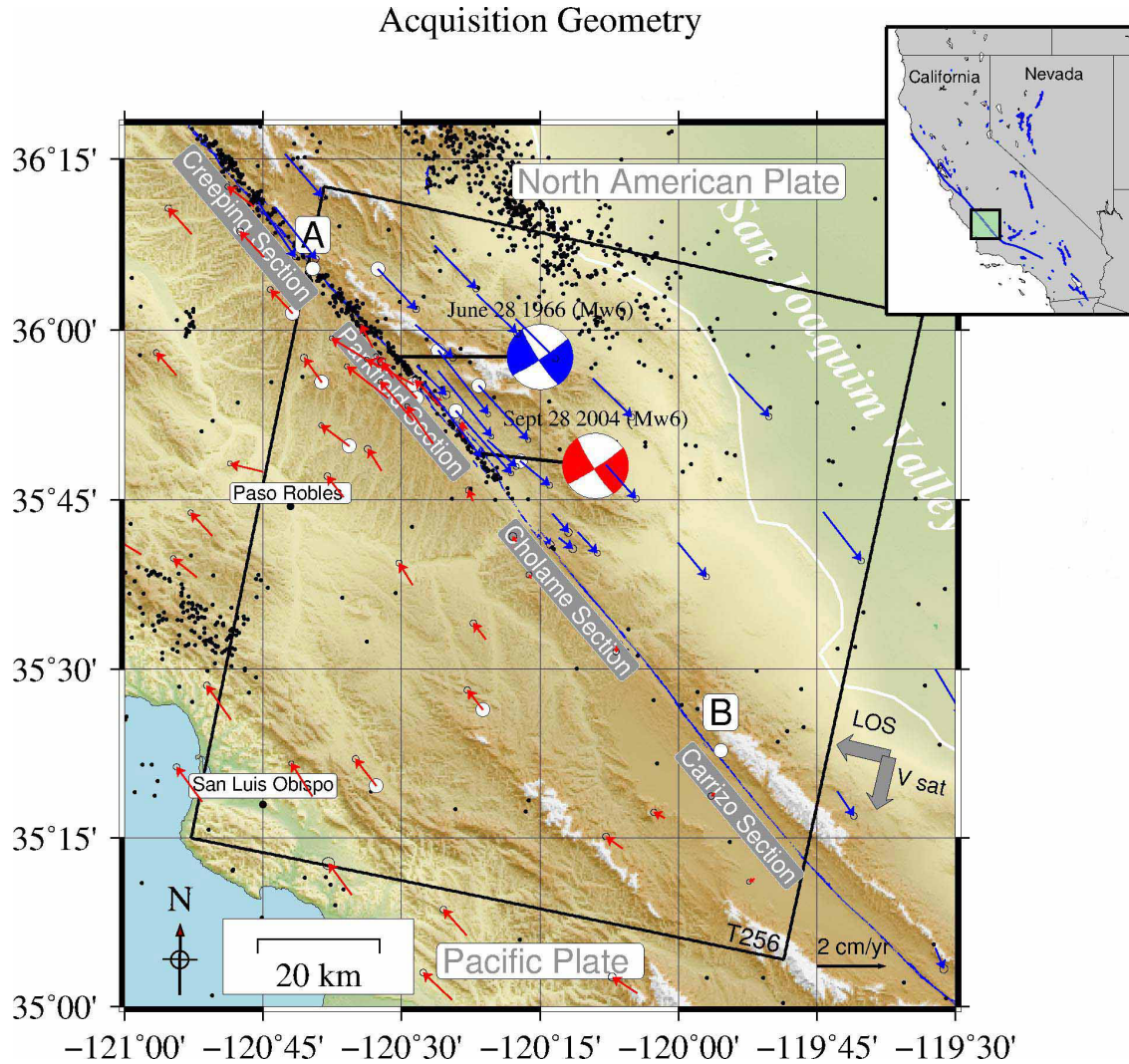


FIGURE V.1 – Carte présentant la géométrie de l'acquisition de la fauchée T256 en géométrie descendante. Les deux épicentres correspondant aux deux séismes de 1966 (bleu) et 2004 (rouge) sont décalés d'une vingtaine de kilomètres. La ligne bleue indique la trace principale de la faille de San Andreas (USGS). Les points noirs représentent la distribution de l'activité sismique de la région entre 2005 et 2010 toutes magnitudes confondues (source : catalogue NCEDC). Le trait blanc délimite la frontière de la vallée de San Joaquin, affectée par une forte subsidence (agriculture intensive). Les flèches rouges et bleus indiquent le déplacement horizontal moyen vu par les stations GPS permanentes entre 2005 et 2010 (USGS). Le segment en glissement continu (creeping-section) glisse à une vitesse de près de 25/30 mm.an⁻¹, vitesse qui diminue progressivement en direction du segment de Parkfield pour être nulle au niveau de Cholame. Parkfield rompt régulièrement à travers des séismes de $M_w 6$ alors que Cholame et Carrizo ont rompu la dernière fois en 1857 (Fort Tejon).

ans (estimé par Akçiz *et al.* (2009)) et donc doit se trouver dans un état proche de la rupture. Cependant, le lien de cause à effet entre une rupture du segment de Parkfield et sa propagation à travers le segment de Cholame et Carrizo reste difficile à vérifier compte tenu du peu de données disponibles sur cet événement.

La régularité apparente des ruptures du segment de Parkfield et le rôle d'amorce

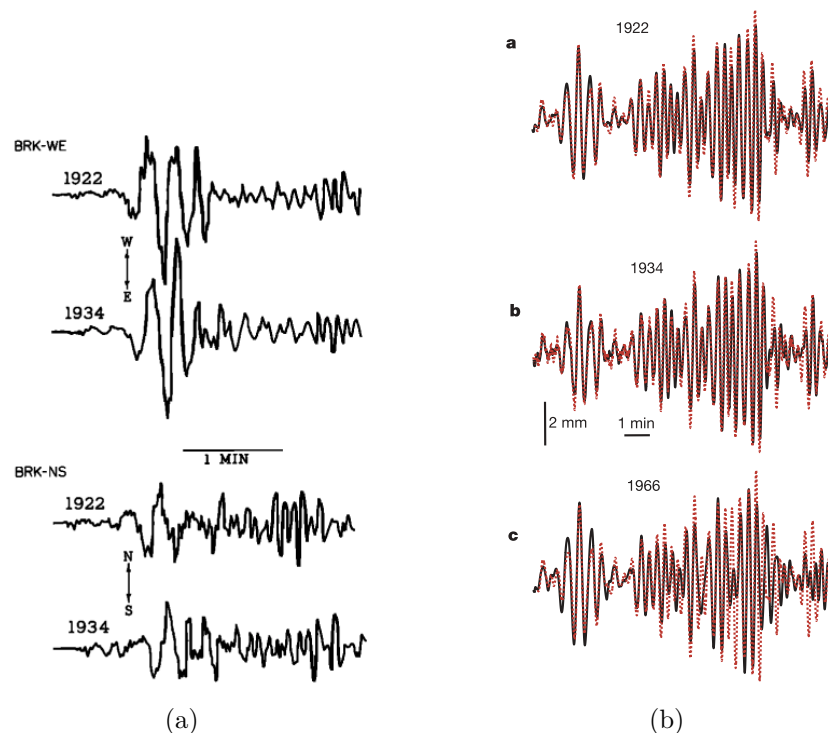


FIGURE V.2 – *Sismogrammes montrant la similarité des séismes du segment de Parkfield de 1922, 1934, 1966 et 2004 (courbe rouge pour 2004). La figure (a) est la signature sismique des ruptures de 22 et 34 vue depuis une station située à Berkeley (composante ouest-est au dessus, composante nord-sud en dessous). De même, la figure (b) montre la signature de la composante nord-sud de 4 ruptures (1922, 1934, 1966, 2004 surimposée en rouge) vu depuis une station située au Pays-Bas. Figures extraites respectivement de Bakun et al. (1984, 2005).*

qu'il joue peut-être dans le contrôle de la rupture du segment bloqué plus au sud ont fait de Parkfield l'un des sites les plus instrumentés et l'un des plus étudiés au monde ; Parkfield est un site pilote dans l'étude des mécanismes à l'origine des tremblements de terre [Bakun et al. (1985)]. À titre d'illustration, deux expériences importantes sont actuellement menées :

- **The Parkfield Earthquake prediction experiment** : initié par Bakun et Lindh (Bakun et Lindh (1985)), ce projet correspond à un protocole d'anticipation d'une rupture supposée arriver à la fin des années 80 sur la base de la récurrence et des similarités des différents événements survenus à Parkfield jusqu'en 1966. Ce protocole consiste en une densification de l'instrumentalisation du site notamment par l'introduction d'équipements géodésiques tel que le GPS. Cette anticipation a permis en conséquence, de suivre le séisme de 2004 avec une grande variété d'instruments (sismomètres, creep-meters, tilt-meters) et ce sur l'ensemble d'un cycle sismique donnant ainsi l'opportunité unique de mieux comprendre les mécanismes physiques qui contrôlent les étapes de gestation et d'initiation d'un séisme [Bakun et al. (1985, 2005)].

- **San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD)** : l'initiation, la

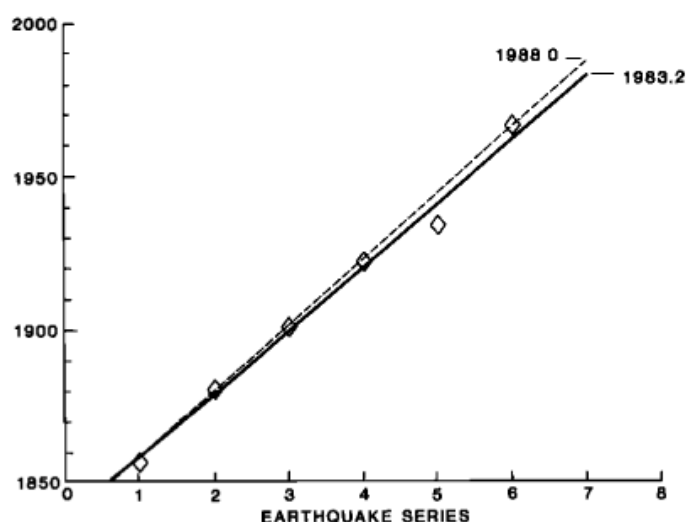


FIGURE V.3 – Chronologie des ruptures du segment de Parkfield depuis 1857 jusqu'à 1966. On peut voir à partir de ces données que les ruptures de Parkfield semblent être caractérisées par une période de récurrence de l'ordre de 22 ans sauf pour l'évènement de 1934 qui présente 15 ans d'avance sur la série. Figure extraite de [Bakun *et al.*, 1984]

propagation, l'extension d'une rupture sont conditionnées par la nature physico chimique du plan de faille [Scholz (2002)] ainsi que par les propriétés rhéologiques des deux blocs en contact [Kane *et al.* (2013)]. Il est cependant très difficile d'accéder à ces paramètres à partir de la surface seulement. SAFOD est un observatoire qui vise à caractériser cette interface en procédant à un forage à près de 3 km de profondeur directement sur le plan de faille au niveau de l'épicentre de la rupture de 1966. Pour plus d'informations le lecteur peut se référer au lien internet suivant²

Malgré ces efforts et l'amélioration des moyens instrumentaux, notamment par l'introduction de la géodésie spatiale dans les années 90 (GPS et InSAR), notre compréhension des étapes du cycle sismique de ce site souffre de nombreuses lacunes et des efforts sont encore nécessaires pour en comprendre toutes les subtilités.

Le séisme du 28 septembre 2004, Mw 6

La rupture du 28 septembre 2004, la dernière en date, est à l'origine de problèmes conceptuels autour du cycle sismique de Parkfield. Bien que présentant une exception notable, le séisme de 1934 survenu avec 10 ans d'avance, la période de récurrence moyenne de 22 ans et la magnitude (M_w) de 6 semblaient, avant 2004, être des caractéristiques de la dynamique de ce site, favorisant un comportement en *collégliissé* à l'image du modèle de rebond élastique proposé par Reid (1910) [Bakun *et Mc Evilly* (1984)]. Ce modèle suppose la présence d'un mécanisme de chargement et des critères de ruptures identiques pour chacune des ruptures de ce segment ; les séismes de Parkfield seraient ainsi issus de la rupture successive d'une même aspérité dont il serait possible de prévoir le comportement à long terme. Cette idée

2. Date de consultation **février 2013** : earthquake.usgs.gov/research/parkfield/safod_pbo.php.

est notamment encouragée par la frappante similarité des séismes de 1934 et de 1966 présentant une trace similaire de rupture en surface (voir figure fig V.5) et des profils sismiques (voir figure V.2) superposables [Bakun *et* McEvilly (1979, 1984) ; Bakun *et* Lindh (1985)]. Selon ce modèle, l'évènement de 2004 était attendu initialement à la fin des années 80 (voir figure V.3) avec une magnitude de 6. Or, le séisme du 28 septembre 2004 présente un retard de près de 15 ans sur la série, retard qui ne s'est pas traduit par une plus forte magnitude mettant en échec le modèle du rebond élastique mais aussi les modèles "Time-predictable" et "Slip-predictable" [Harris *et* Arrowsmith (2006)]. Deux autres aspects distinguent la rupture de 2004 des précédentes : la localisation de l'hypocentre et le sens de propagation de la rupture. En effet, l'hypocentre de 2004 est décalé de près de 20 km au sud-est, au niveau de Gold-Hill à près de 10 km de profondeur, par rapport à celui de 1966 (près de Parkfield, 10 km de profondeur) et bien qu'ayant rompu en surface de façon quasi similaire à ce qui a pu être observé pour 1966 (voir figure V.5), la rupture de 2004 ne présente pas le même sens propagation de rupture [Harris *et* Arrowsmith (2006) ; Jackson *et al.* (2006) ; Rymer *et al.* (2006)]. Pour le séisme de 1966 par exemple, la rupture s'est propagée du nord nord-ouest vers le sud-est alors que pour le séisme de 2004, la rupture s'est effectuée dans le sens opposée : du sud-est vers le nord-ouest. Un aperçu des différences notables entre 2004 et ses prédécesseurs peut être trouvé dans Harris *et* Arrowsmith (2006).

Ainsi, sur le seul exemple de 2004, le segment de Parkfield semble avoir changé de comportement. Ce changement de comportement apparent, pourrait remettre en cause l'existence de séismes caractéristiques sur ce secteur de la faille de San Andreas. Il paraît alors important de comprendre les raisons de ces variations si on considère le rôle que ce segment a pu, peut-être, avoir dans l'initiation de la rupture de 1857. Il est important en effet, de pouvoir distinguer s'il s'agit du signe d'un état critique du segment bloqué plus au sud-est, ou bien, si le cycle sismique de Parkfield était initialement mal défini ou trop peu contraint [Jackson *et al.* (2006)].

V.1.2 Les glissements transitoires de Parkfield

D'autres mécanismes que la relaxation élastique peuvent participer à la variabilité comportementale d'un segment de faille active en entretenant ou limitant la vitesse de glissement en surface faisant ainsi apparaître des comportements transitoires. La description et le suivi de ces glissements transitoires sont importants car ils sont l'indication d'une évolution des propriétés frictionnelles de l'interface de contact et/ou d'une évolution de l'état de contraintes du segment étudié [Gao (2000)] ou encore, de l'action de différents mécanismes. Une meilleure description de la distribution spatio-temporelle de ces glissements et des mécanismes qui les animent permet, au final, de mieux comptabiliser le déficit de glissement sur le plan de faille et donc de mieux estimer l'évolution spatio-temporelle des contraintes accumulées.

Il a déjà été observé sur les trois segments de notre étude (glissement asismique au nord-ouest, Parkfield, Cholame-Carrizo au sud-est), une grande diversité de comportements qui se traduit par une variation spatio-temporelle de la vitesse de glissement intersismique, mais aussi par une prolongation du glissement postsismique [Brenguier *et al.* (2008)]. On peut voir que le glissement postsismique est encore mesurable aujourd'hui sur les stations GPS situées sur la plaque Nord Américaine (MIDA, CANP, HUNT) et Pacifique (POMM) (voir figures V.6 et V.7) soit près de

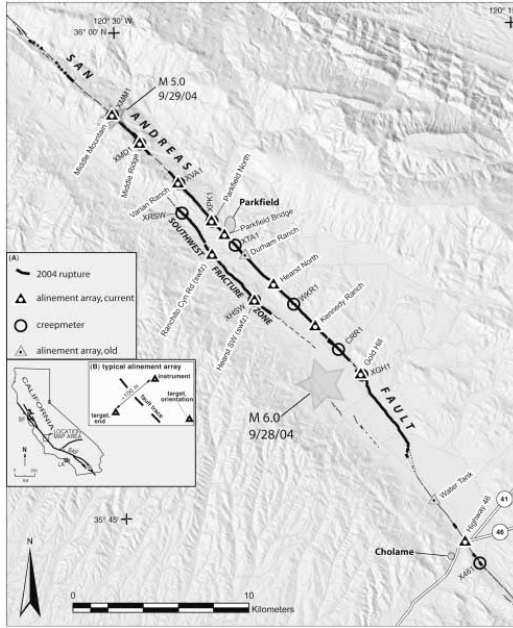


Figure 1. Alinement arrays and creepmeters along section of San Andreas fault ruptured by 2004 earthquake (mapping by USGS-CGS team, W. A. Bryant, unpublished GIS file, 2005). Lighter weight fault traces were digitized from Alquist-Priolo special studies zone maps (California Geological Survey, 2001).

(a)

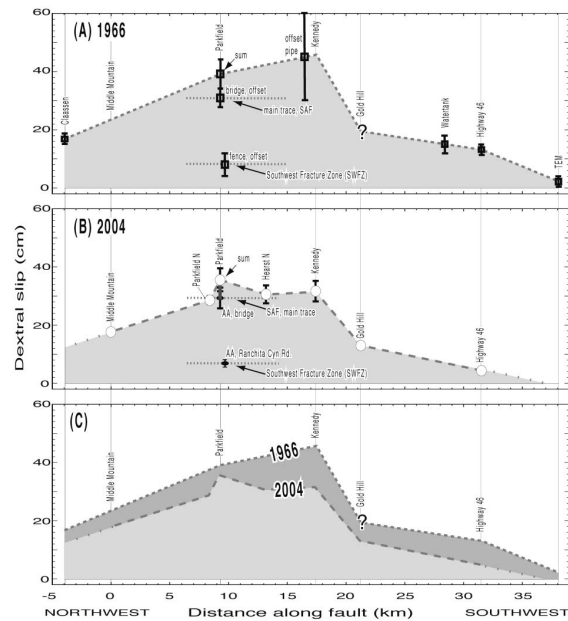


Figure 7. Comparison of slip distribution of the 2004 event to the 1966 event. (A) 1966 event slip after Lienkaemper and Prescott (1989); (B) 2004 event slip as described in Table 1 includes SWFZ slip for Parkfield North, Parkfield Bridge, and Hearst North arrays; (C) 1966 and 2004 curves from above.

(b)

FIGURE V.4 – *Estimation de la distribution (à gauche) et de la quantité de glissement cosismique et postsismique (à droite) du séisme de Parkfield (2004) à partir du réseau de creep-meters présent sur place. Comparaison de la quantité de glissement survenue en 2004 avec celle mesurée en 1966 (Fig de droite). Extrait de Lienkaemper et al. (2006).*

9 ans après 2004 (d'après le suivi continu de l'USGS³).

Période intersismique

Gao et al. (2000) mettent en avant la variabilité comportementale du segment de Parkfield lors d'un épisode d'accélération du glissement entre 1993 et 1998 au niveau de l'épicentre du séisme de 1966 vu à l'aide d'un réseau de distancemètres laser bichromatiques (EDM). Cet épisode s'accompagne d'une augmentation du taux de sismicité sans pour autant que cela dégénère en un séisme de M_w 6. Gao et al. (2000) émettent alors comme hypothèse que cet épisode doit correspondre à un transfert de contraintes de l'extrémité nord-ouest du segment de Parkfield vers l'extrémité sud-est. Ils supposent aussi que cette accumulation de contraintes au niveau de l'extrémité sud doit être partiellement accommodée par des glissements asismiques.

Plus tard, à travers leurs simulations numériques qui visent à reproduire la dynamique du segment de Parkfield, Barbot et al. (2012) arrivent à reproduire une grande variété d'événements sismiques (M_w 2 à 6) à partir d'une représentation simplifiée de l'interface de contact. Ils montrent d'une part qu'une faille peut générer une grande

3. dernière consultation, 21 février 2013 : earthquake.usgs.gov/monitoring/edm/parkfield

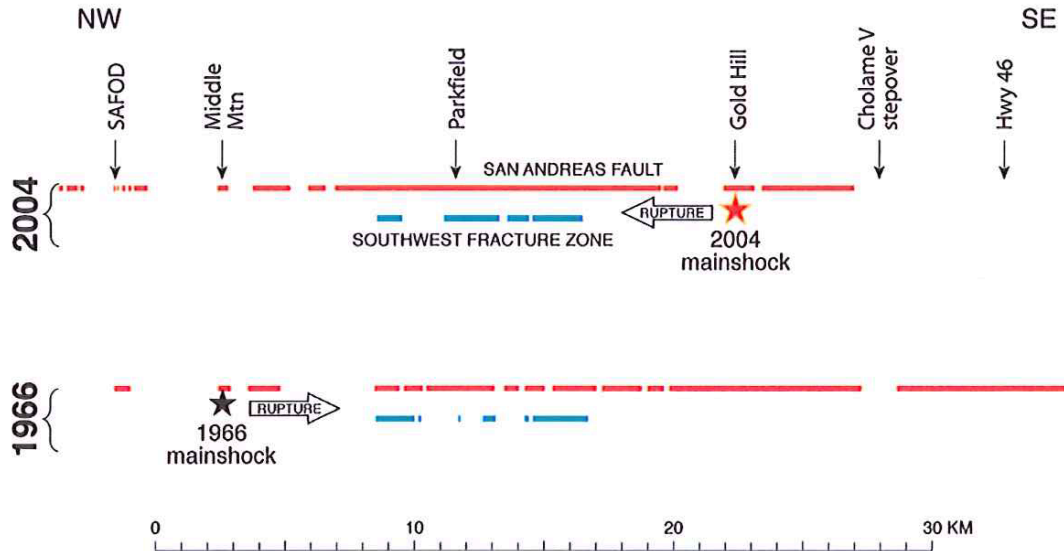


FIGURE V.5 – Comparaison de la distribution en surface du glissement cosismique et du sens de propagation de la rupture du séisme de 2004 ($M_w 6$) avec celui de 1966 ($M_w 6$) d'après [Rymer *et al.* (2006)]. Le trait rouge représente la distribution du glissement cosismique sur la trace principale de la faille de San Andreas pour les séismes de 1966 et 2004. Le trait bleu représente la distribution du glissement cosismique sur la trace de faille parallèle à la faille de San Andreas au niveau du segment de Parkfield (Southwest fracture zone)

variabilité de comportements sans que ce soit nécessairement associable à une modification des propriétés de l'interface de contact. D'autre part, ils montrent aussi que la microsismicité peut effectivement impacter le déroulement du cycle sismique notamment en transférant le foyer et en modifiant le sens de la rupture confirmant ainsi l'hypothèse de Gao *et al.* (2000). Cela renforce l'idée que le suivi temporel des glissements transitoires pourrait permettre de détecter des perturbations lors du déroulement du cycle sismique.

Cependant, Barbot *et al.* (2012) rappellent qu'à travers leur simulations, ils ne parviennent pas à reproduire la variabilité du temps de récurrence des événements de $M_w 6$ observés à Parkfield. L'une des raisons évoquées est une sous-estimation possible de la contribution des glissements postsismiques qui contrôlent le retour au régime intersismique. On peut se demander, suite aux observations de Gao *et al.*, (2000), si en plus d'une sous estimation de la contribution du postsismique ne s'ajouteraient pas aussi des épisodes de glissements transitoires au cours de la période intersismique qui ne serait pas non plus pris en compte. Cela revient à poser la question du temps de chargement minimum efficace afin de produire une rupture de magnitude 6 observée. À titre d'illustration, lorsque l'on regarde la série temporelle du creep-meter Gold-Hill proche de l'épicentre de 2004 sur la période 1980 à 2010 (cf fig V.8), on peut observer deux points intéressants. Premièrement, on observe que la dynamique de la période intersismique présente une grande variabilité temporelle que l'on peut diviser en deux périodes. Entre 1970 et 1985 on observe un glissement qui devient ensuite nul à partir de 1985. Puis le glissement reprend à partir de fin 1985 pour revenir au taux maximum de glissement atteint entre 1970 et 1980 pour finalement devenir nul à partir de 1995 jusqu'en 2004. Ainsi, en 1985 le glissement intersismique au niveau de Gold-Hill semble avoir subi une perturbation temporaire

Parkfield Segment creep meters

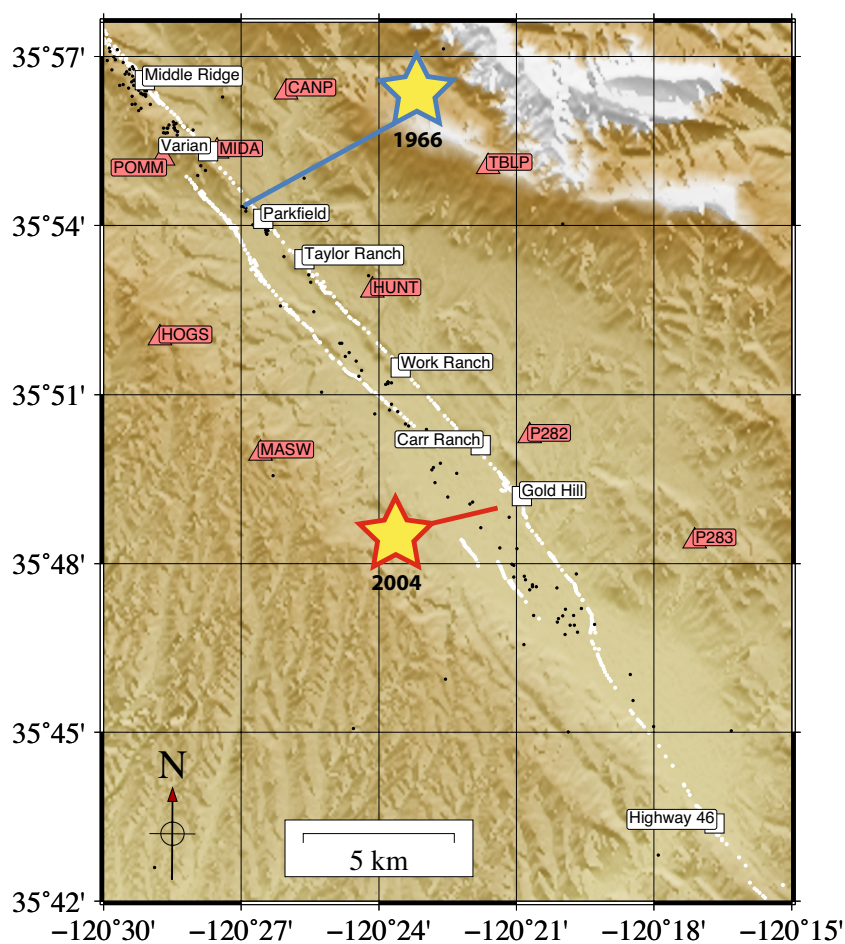


FIGURE V.6 – Disposition des stations creep-meters disponibles pour cette étude le long de la faille de San Andreas au niveau du segment de Parkfield (en blanc). Positions des stations GPS permanentes présentes sur la zone affichées en rouge. L'étoile jaune cerclée de rouge localise le séisme de 2004, et l'étoile jaune cerclée de bleu localise le séisme de 1966.

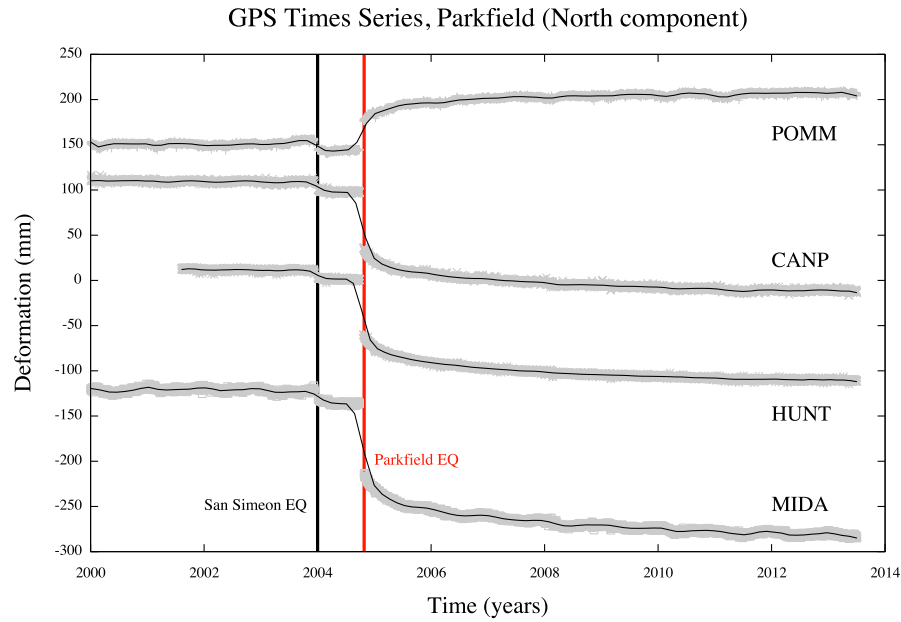


FIGURE V.7 – *Séries temporelles GPS tirées du site de l'USGS. Les séries temporelles ont été corrigées de la rampe intersismique (traitement USGS), seule la composante du déplacement nord est affichée. Pour la localisation des stations voir figure V.6. Les séries temporelles sont marquées par deux évènements indiqués par un trait noir (séisme de San Simeon) et un trait rouge (séisme de Parkfield).*

avant de reprendre son cours normal. Ce qui est surprenant, et qui constitue le deuxième point intéressant, c'est que la rupture de 2004 ainsi que le postsismique tels qu'ils ont été enregistrés par ce creep-meter semblent accommoder le déficit de glissement accumulé depuis la perturbation de 1985 et non celui accumulé depuis 1966. Si le comportement de ce creep-meter reflète le comportement de la faille sur toute sa profondeur, alors, on peut penser à partir de cette seule mesure que le déficit de glissement accommodé en 2004 n'est pas celui accumulé depuis 1966 comme supposé initialement. On aurait alors un temps de chargement effectif d'une dizaine d'années contre 22 ans. Cela permet d'expliquer par exemple qu'il n'ait fallu que 12 années entre l'évènement de 1922 et 1934. Il faut cependant vérifier si la dynamique de la faille est bien homogène sur la profondeur lors de l'intersismique. Pour cela on peut comparer le déplacement intersismique mesuré avec différentes lignes de bases spatiales (notamment à l'aide des marqueurs au sol (alignement array) et à l'aide de l'InSAR).

À travers leur étude de l'extension spatio-temporelle du glissement intersismique sur les dix dernières années (de 1992 à 2004) précédant le séisme de 2004 par interférométrie radar différentielle, [De Michele et al. \(2011\)](#) montrent que la variabilité temporelle de la vitesse de glissement lors de l'intersismique s'accompagne d'une variabilité latérale qui n'avait pas été observée ni par les réseaux GPS mis en place ni par le réseau de creep-meters avec ce niveau de résolution spatiale (cf fig V.9). Ils observent une évolution de la vitesse de décrochement qui diminue progressivement de la vitesse de glissement asismique du segment en creep au nord-ouest à une vitesse nulle au niveau du segment de Cholame. Ils montrent notamment qu'au niveau de l'épicentre de 2004, près de Gold Hill, il était possible d'observer un minimum local de la vitesse de glissement (cf fig V.9) signalant la présence d'une aspérité.

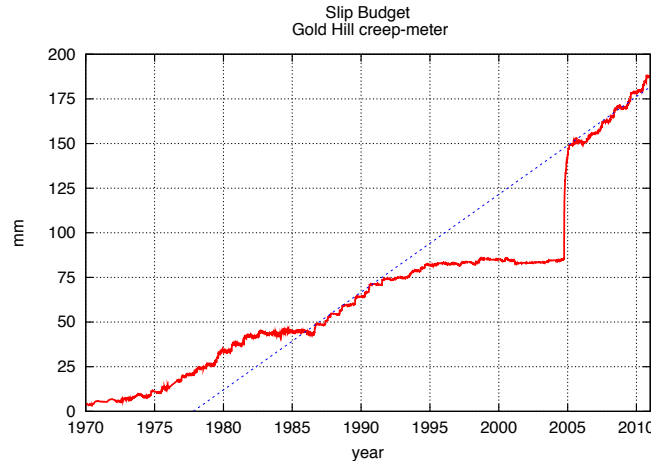


FIGURE V.8 – Série temporelle (courbe rouge) du creep-meter Gold-Hill proche de l'épicentre de 2004 sur la période 1970 à fin 2011 (sens dextre défini positif). La ligne bleue en pointillé correspond au fit linéaire de la période postsismique de 2004 présentant une pente de 5 mm.an^{-1} . Données téléchargées à partir du site de l'USGS et voir figure V.6 pour la position du creep-meter.)

De même, ils montrent qu'en moyenne sur les dix années précédant le séisme de 2004, les réseaux de creep-meters et *alignement-array* observent la même vitesse de déformations malgré des lignes de bases de longueurs différentes ce qui rejoint les observations faites par Lienkaemper *et al.* (2006) sur la période 1985-1990. Ainsi, malgré la variabilité latérale de la vitesse de glissement, il semblerait que le comportement de la faille en fonction de la profondeur soit homogène en moyenne dans le temps sur la période intersismique. C'est une caractéristique importante car elle montre qu'a priori la faille adopte un comportement homogène sur toute sa profondeur et donc qu'il n'y a pas d'accumulation de déficit de glissement en fonction de la profondeur mais uniquement latéralement, en tout cas, sur les dix dernières années précédant 2004.

Période postsismique

L'ensemble des études traitant du postsismique de Parkfield 2004, met en avant une prolongation temporelle exceptionnelle du régime postsismique pour un séisme finalement assez modéré en magnitude (la fin du glissement post-sismique étant considérée se trouver vers fin 2005 sauf pour Brenguier *et al.* (2008) qui détectent une perturbation jusqu'à fin 2007). Les estimations du moment libéré par cette relaxation, est au moins égale à celui du cosismique et certaines estimations parlent même du double. Cependant, les mécanismes à l'origine de cette relaxation demeurent encore difficiles à définir et font l'objet de discussion entre un postsismique composé essentiellement d'after-slip et un postsismique qui serait un mixte de plusieurs mécanismes (essentiellement after-slip et viscoélastique).

Par exemple, Johnson *et al.* (2006), Freed (2007) et Barbot *et al.* (2008), montrent sur la base d'analyse de séries temporelles GPS et creep-meters que le postsismique est dû essentiellement à de l'after-slip au moins sur les deux premières années qui suivent le séisme de 2004. Cependant, Johnson *et al.* (2006) soulignent la présence possible d'autres mécanismes qui pourraient expliquer les déformations enregistrées par les GPS sur le plus long terme qui sont mal représentées par de l'after-slip uni-

quement. Freed (2007) estime à ce propos que la variation de contraintes engendrée par la rupture de 2004 n'est pas suffisante pour avoir perturbée la partie inférieure de la croûte fragile ainsi que la partie supérieure du manteau et donc qu'il est peu probable que cela ait engendré des déplacements viscoélastiques. Il applique le même raisonnement sur la partie supérieure de la croûte fragile pour écarter aussi les déplacements associables à de la relaxation poroélastique. Le glissement correspondant est, selon leur inversions, moins important en amplitude mais plus étalé spatialement sur le plan de faille que la distribution du glissement cosismique même si la plupart des inversions montrent un maximum de glissement au niveau de l'hypocentre de 1966.

Lors d'une étude plus récente, Bruhat *et al.* (2011) montrent qu'il est pourtant nécessaire d'introduire des glissements viscoélastiques profonds (entre 20 et 26 km de profondeur) afin d'expliquer l'évolution temporelle des GPS en champ lointain sur les 5 premières années qui suivent la date du séisme. Ils estiment d'ailleurs que les mécanismes viscoélastiques contribuent pour près de 20% au déplacement total mesuré par le GPS en champ lointain (LOWS) et près de 5% du déplacement pour un GPS situé en champ proche.

Ainsi, le post-sismique de Parkfield reste encore sujet à discussion notamment sur les mécanismes qui l'animent ainsi que sa prolongation temporelle et qu'en fonction des données considérées (localisation et durée d'enregistrement) les conclusions peuvent diverger. Il paraît alors nécessaire d'apporter de nouvelles observations pour mieux contraindre le déroulement de la période post-sismique.

V.2 Cadre de ce travail

V.2.1 Problématiques

Le cycle sismique de Parkfield est en grande partie expliqué par la modélisation numérique proposée par Barbot *et al.* (2012). Cependant, ils soulignent que pour reproduire la grande variabilité du temps de récurrence observée pour les séismes de Parkfield, il est sans doute nécessaire de mieux prendre en compte la contribution des glissements postsismiques. L'effort d'instrumentalisation mené notamment à l'aide du *Parkfield Prediction Experiment Project* et l'amélioration des outils de mesures (GPS, InSAR) permettent aujourd'hui de mieux suivre les détails de cette phase du cycle sismique sur le site de Parkfield. Ils permettent notamment d'apporter une information sur la distribution spatio-temporelle du glissement postsismique sur l'exemple de 2004.

Les études menées sur le postsismique de Parkfield 2004, soulignent l'importance du postsismique suite au séisme modéré qui se prolonge encore aujourd'hui (d'après la mise à jour continue fournie par l'USGS⁴). Cependant, ces études se basent essentiellement sur l'analyse de séries temporelles de stations GPS permanentes dont la distribution spatiale des stations ne permet pas de contraindre spatialement la déformation d'une façon comparable à l'InSAR. Plus précisément il est difficile de contraindre, à partir de la distribution des stations GPS permanentes, la réponse des segments frontaliers de Cholame au sud-est et en creep au nord-ouest suite à la rupture de 2004. Aujourd'hui toutefois, à notre connaissance, il n'existe pas d'étude publiée sur l'évolution spatio-temporelle du glissement post-sismique en In-

4. dernière consultation, 21 février 2013 : earthquake.usgs.gov/monitoring/edm/parkfield

SAR après fin 2004 [Johanson *et al.* (2006) ; Bruhat *et al.* (2011)]. En conséquence, nous ne disposons pas actuellement d'information publiée (avant les travaux présentés ici), autres que celles issues des séries temporelles GPS et creep-meters, sur la distribution spatio-temporelle de la vitesse de glissement le long des trois segments de notre études, en champ proche.

De même, l'effort d'instrumentalisation mené depuis les années 80 s'est surtout concentré sur le suivi de la dynamique du segment de Parkfield. En contrepartie, le segment de Cholame au sud-est ne dispose pas d'un réseau équivalent d'instruments de mesures alors qu'il représente l'extrémité nord-ouest de la rupture de 1857. Plusieurs études montrent que le déficit de glissement accusé par ce segment révèle un stade critique de maturité, mettant en garde face à l'éminence d'une prochaine rupture majeure à l'image de celle de 1857. Face à cette problématique, il est nécessaire de mieux contraindre les caractéristiques de transition entre le segment de Parkfield et Cholame afin de mieux comprendre l'interaction entre ces deux segments (profondeur de blocage et vitesse de glissement profond). Cependant, la disposition actuelle des réseaux de mesure ne permet pas de contraindre la déformation spatiale générée par le chargement tectonique. Il est nécessaire pour cela, de procéder à une estimation de la déformation spatialement continue.

Plus précisément, il est important d'estimer l'évolution spatio-temporelle de la vitesse de glissement le long de la faille de San Andreas car cela permet de tirer des informations sur sa segmentation latérale ainsi que son évolution au cours du cycle sismique de 2004. Plusieurs méthodes sont possibles (GPS, creep-meter) mais l'interférométrie RADAR est la seule méthode qui permet d'accéder, de façon raisonnable, à la distribution spatiale de façon continue et sous certaines conditions, qui permet aussi d'avoir l'évolution temporelle. La couverture du site de Parkfield site par les satellites ERS 1-2 et Envisat à partir des années 90 jusqu'en 2010 permettent de couvrir toutes les étapes du cycle de 2004 (intersismique, cosismique, postsismique).

V.2.2 Nos objectifs

Ainsi, nous avons complété les études déjà menées en InSAR autour du séisme de 2004 notamment sur la période intersismique [De Michele *et al.* (2011)] ainsi que sur la période cosismique et postsismique proche [Johansson *et al.* (2006)]. Nous avons cherché à caractériser le glissement post-sismique sur une période de temps plus étendue suite à la rupture (période 2005-2010) au delà de ce qui a déjà été documenté par interférométrie RADAR différentielle le long des trois segments frontaliers : Creeping segment – Parkfield – Cholame Segment. Plus précisément, nous cherchons à caractériser l'évolution spatio-temporelle du glissement postsismique vers le régime intersismique en portant une attention particulière sur l'évolution de la segmentation latérale et en profondeur du plan de faille. Nous nous sommes aussi penchés sur la caractérisation de la profondeur de blocage du segment de Cholame qui, à notre connaissance, ne semble pas avoir été documenté depuis 1988 [Harris *et al.* (1988)]. Nous voulons ainsi profiter de la couverture spatiale offerte par l'interférométrie RADAR pour mieux contraindre les caractéristiques de ce segment moins instrumenté que celui de Parkfield.

Ces informations pourront nous permettre de mieux comprendre ce qui contrôle les étapes du cycle sismique de Parkfield mais aussi de voir en quoi une rupture à Parkfield peut déclencher une rupture plus importante comme celle de 1857.

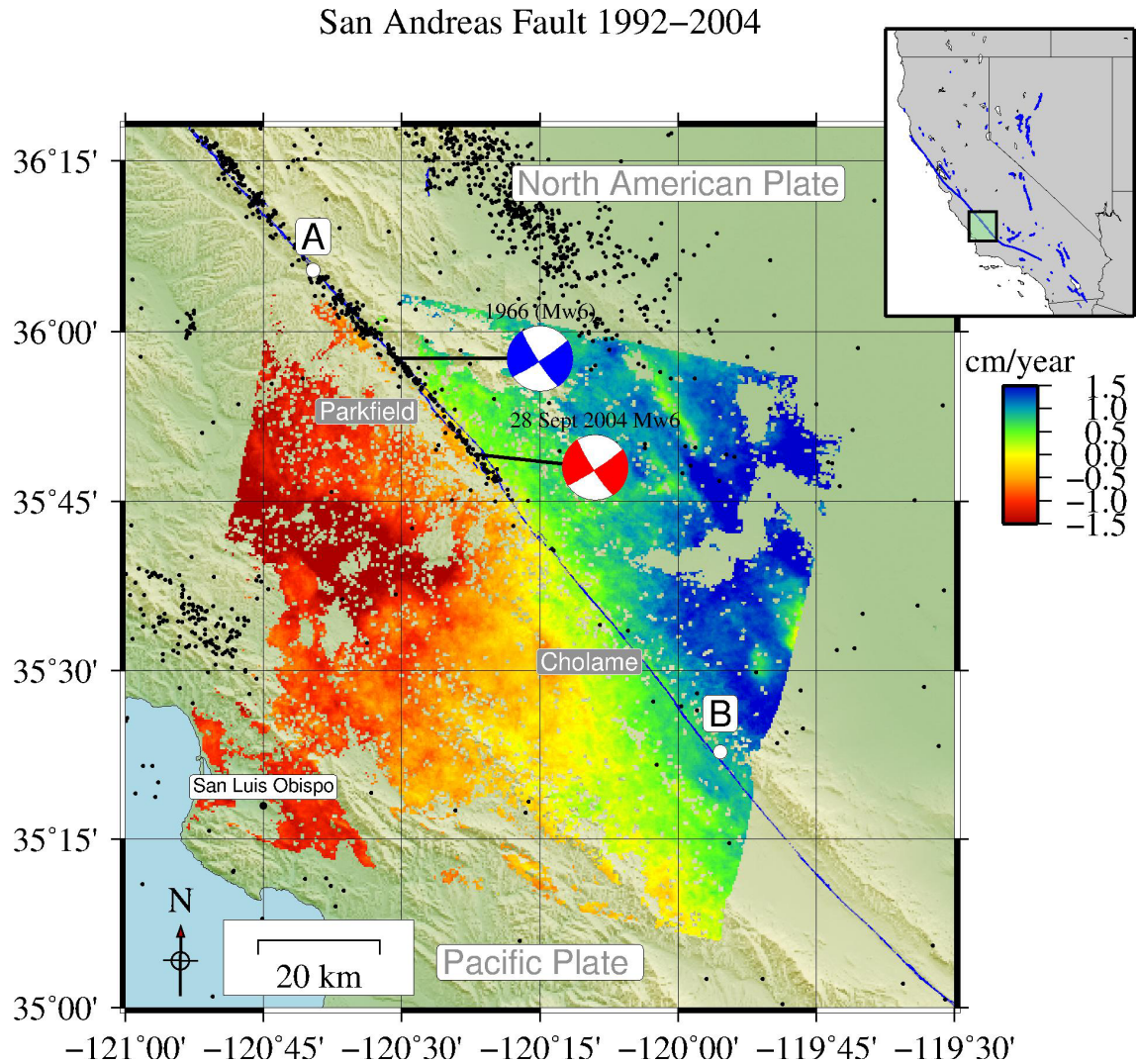


FIGURE V.9 – *Stack d'interférogrammes sur la période 1992-2004 projeté en vitesse parallèle à la faille. Figure modifiée à partir de de Michele et al., (2011).*

V.3 Méthodologie

V.3.1 Données InSAR

Présentation

Pour atteindre ces objectifs, il a fallu mettre en oeuvre un ensemble de jeux de données RADAR incluant à la fois des données issues du satellite ERS2 et du satellite Envisat ASAR (tous deux en bande C, acquisition en polarisation VV et en mode i2 pour Envisat) à partir desquelles nous avons produit les interférogrammes. Afin d'améliorer le rapport signal sur bruit nécessaire pour la mesure de déplacements millimétriques, nous avons combiné des interférogrammes déroulés calculés séparément pour ERS2 et pour Envisat afin de produire des stacks ayant la résolution visée pour cette étude (sub-kilométrique). Nous nous sommes concentré sur la fauchée descendante T256 (même nomenclature pour Envisat et ERS1/2, voir figure V.1) centrée sur le site de Parkfield, prolongeant ainsi l'étude effectuée par De Michele *et al.* (2011). Nous avons traité 35 acquisitions ERS2 et 24 acquisitions

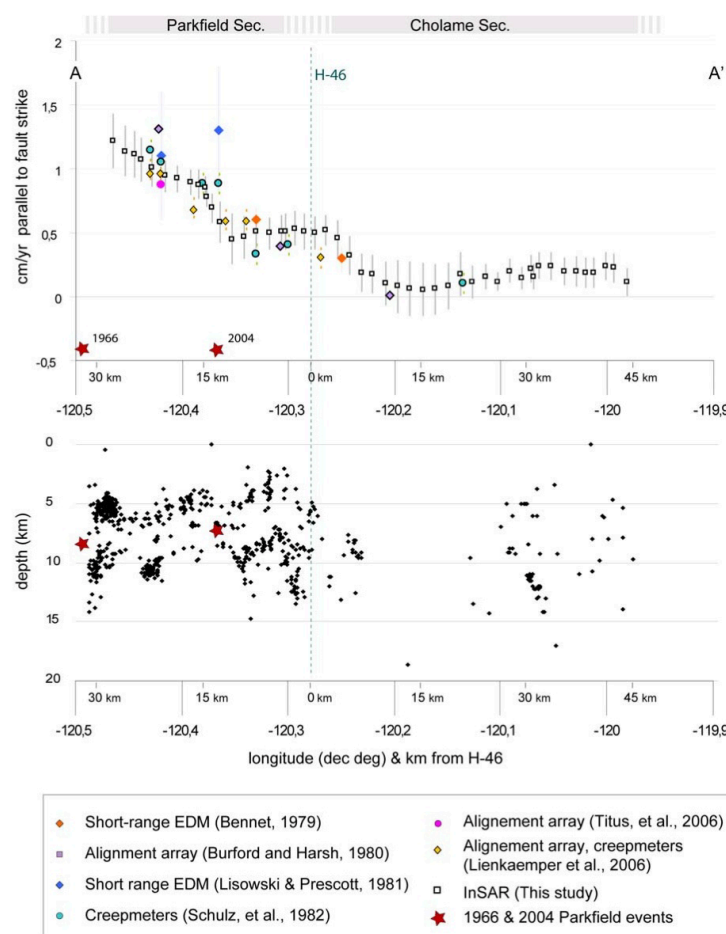


FIGURE V.10 – *Distribution de la vitesse parallèle à la ligne de faille estimée à partir de mesure InSAR entre 1992 et 2004 (cf Fig V.9). La figure du bas présente l'activité sismique au cours de cette période, les deux étoiles rouges désignant les hypocentres de 2004 et 1966. Crédit : de Michele, 2011.*

Envisat-ASAR entre 2005 et 2010 nous permettant ainsi de bien suivre l'évolution du glissement postsismique du segment de Parkfield suite au séisme de Parkfield en 2004.

Chaîne de traitement, méthode

Tout au long de ce traitement nous nous sommes attachés à exploiter la densité d'acquisitions à la fois d'ERS2 et d'Envisat pour pouvoir maximiser le rapport signal sur bruit afin d'imager les déplacements millimétriques que l'on s'attend à observer sur la période de notre étude tout en conservant un haut niveau de résolution spatiale.

Nous avons traité nos données RADAR et produit les interférogrammes différentiels à l'aide de la chaîne de traitement GAMMA (cf partie III.5.3) en utilisant la méthode des multi-baselines. Chaque image a été focalisée avec une estimation individuelle des paramètres Doppler, il s'agit là d'une différence notable avec la chaîne de traitement NSBAS utilisée au cours de l'étude sur le séisme lent 2009-2010 de Guerrero. En effet, dans le cas de la chaîne de traitement NSBAS, les images sont

focalisées en azimuth avec un jeu de paramètres doppler moyens estimé à partir de l'ensemble des images disponibles. Après l'opération de compression en distance et focalisation en azimuth nous avons sous-échantillonné nos images d'un facteur 2 en range et 10 en azimuth. Nous avons ensuite coregistré l'ensemble de notre jeu de données sur une image de référence (Envisat) et calculé les interférogrammes séparément pour ERS2 et Envisat. La coregistration de l'ensemble des images ERS et Envisat sur la même image maitresse permet de combiner directement des interférogrammes d'ERS avec ceux d'Envisat en géométrie RADAR.

Les corrections standard, à savoir, la correction de la "terre-plate", les franges topographiques (à l'aide du modèle numérique de terrain SRTM) et les erreurs orbitales ont été appliquées pour chaque interférogramme à l'aide des outils de traitement fournis par le logiciel GAMMA. À l'issue de ce traitement standard (mis à part le coregistrement de l'ensemble des images sur la même master) nous obtenons près de 500 interférogrammes ERS2 et Envisat, parmi lesquels nous avons choisi uniquement ceux qui présentaient une bonne cohérence spatiale notamment au niveau de la ligne de faille. Malheureusement, une très grande fraction des interférogrammes calculés a dû être écartée (près de 90%) à la fois sur le simple critère de la cohérence (majeure partie), mais encore, en raison de la présence de franges orbitales ou atmosphériques à grandes longueurs d'ondes ne pouvant être compensées. Qualitativement, les interférogrammes sélectionnés pour la suite du traitement présentent un faible niveau de cohérence au niveau des zones de cultures (comme par exemple au niveau de la plaine de Cholame et au niveau de la vallée de San Joaquin) comme on pouvait s'y attendre, mais aussi au niveau de zones présentant une certaine variabilité du relief (par exemple à la transition entre le segment en creep et le segment de Parkfield). Ces régions de faible niveau de cohérence, si elles se trouvent à proximité de la faille, peuvent affecter notre estimation du déplacement notamment lors de l'étape de déroulement.

La méthode de déroulement que nous avons appliquée est une méthode de déroulement globale "minimum cost flow" [Costantini, 1998 ; Costantini *et al.*, 1999]. Cette méthode nécessite l'introduction de la cohérence pour évaluer localement le rapport signal sur bruit de l'interférogramme enroulé. L'avantage de cette méthode réside dans sa capacité à proposer une solution de déroulement y compris dans les zones de faible cohérence. Cependant, un inconvénient en découle, la valeur de phase déroulée au niveau de zones de faible cohérence est systématiquement sous estimée et cela peut poser un problème si une zone de faible cohérence est étendue à travers la faille. Cette méthode nous permet donc de couvrir plus de surface mais pourra parfois limiter notre interprétation du champ de déplacement ainsi estimé.

Afin d'harmoniser nos données, nous avons déroulé l'ensemble des interférogrammes sélectionnés sur la base d'un seul et unique masque de cohérence. Ce masque de cohérence est défini comme la moyenne de toutes les images de cohérences correspondant à nos interférogrammes. Il est possible, pour limiter les erreurs de déroulement, d'écarter des zones de l'image présentant systématiquement un faible niveau de cohérence en fixant un seuil en dessous duquel le déroulement ne s'effectue pas. Nous fixons arbitrairement ce seuil à 0,4 (sur une fenêtre de valeurs possibles comprises entre 0 : pas de cohérence et 1 : cohérence maximale) qui nous a semblé être un bon compromis entre la surface couverte par nos images et le bruit généré par les zones plus faiblement cohérentes.

Après l'opération de déroulement, nous avons appliqué un traitement standard (cf partie III.4.2) pour corriger nos images des effets atmosphériques. Cette méthode

corrige les effets atmosphériques en estimant un modèle linéaire de la valeur de phase déroulée en fonction de la topographie (estimée à partir du modèle numérique d'élévation SRTM). Cette méthode permet de façon simple de corriger un grand nombre de cas mais ne peut compenser les effets non linéaires (voir partie correction atmosphérique chapitre 2, III.4.2). En conséquence, une deuxième sélection a dû être effectuée pour écarter les images présentant un biais atmosphérique manifeste et non corrigeable.

À l'issue de ce traitement nous disposons de 44 interférogrammes dont 21 d'ERS2 et 23 d'Envisat pouvant nous permettre d'extraire une information sur la dynamique des segments de la faille de San Andreas que nous étudions sur la période 2005-2010.

Série temporelle et Stack

Une méthode souvent utilisée pour estimer l'évolution spatio-temporelle des déformations et des glissements le long des failles actives à l'aide de l'interférométrie RADAR différentielle est l'analyse en série temporelle (cf partie III.3.3). Cependant, cette méthode nécessite un certain nombre de conditions pour être applicable notamment un réseau interférométrique suffisamment dense pour contraindre l'évolution temporelle la phase date par date.

Au cours de la période d'acquisition 2007-2008, ERS2 a subi un désorbitage afin de pouvoir s'aligner sur le satellite Envisat pour former un tandem [site de l'agence spatiale européenne ESA⁵]. Cette opération a pour conséquence directe l'impossibilité de produire des interférogrammes à partir des données ERS2 encadrant la période de désorbitage car les géométries d'acquisitions furent trop différentes d'une date à l'autre. Ainsi, à part quelques exceptions, peu de couples interférométriques ont pu être produits sur cette période. L'intervalle de temps (près d'une année) pour laquelle nous n'avons pas de données exploitables d'ERS2 est trop long pour supposer que le comportement de la faille à ce moment puisse être linéaire, et donc l'analyse en série temporelle avec l'introduction d'un modèle d'évolution linéaire est difficilement justifiable. Pour conserver l'avantage qu'offre la double acquisition ERS2 et Envisat nous avons donc préféré à l'analyse en série temporelle classique, une analyse moins fine en terme d'estimation de l'évolution temporelle mais plus efficace en terme de conservation de la résolution spatiale, de la minimisation du biais atmosphérique et de l'amélioration du rapport signal sur bruit : le *stack* d'interférogrammes (cf partie III.3.2). Nous avons ainsi, produit 5 stacks réunissant pour chacun des interférogrammes d'ERS2 et d'Envisat. Chacun de ces stacks couvre une période entre 2005 et 2010 : 2005-2010, 2005, 2006-2007, 2008, 2009-2010. Bien que les frontières temporelles effectives entre chaque période ainsi définies ne soient pas parfaitement nettes (notamment entre 2005 et la période 2006-2007), il a été possible, via cette approche, d'estimer la tendance évolutive de la vitesse de glissement le long des trois segments de notre étude tout en conservant une résolution très satisfaisante (taille des pixels après traitement : 50m × 50m).

Choix des paires interférométriques

La figure V.11 présente les baselines perpendiculaires des acquisitions ERS2 et Envisat pour la track T256. Les acquisitions Envisat ainsi que les paires interféro-

5. Date de consultation **janvier 2013** :
http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/ESA_satellites_flying_in_formation

métriques sélectionnées pour chaque période sont désignées en bleu, en rouge pour ERS2.

Il est important de noter que les 4 périodes ainsi définies ne sont pas équivalentes en durée (deux ans ou une année). Qui plus est, en ce qui concerne la période 2005 et celle de 2006-2007, on a un recouvrement temporel et donc une redondance de l'information. Cependant ces deux périodes ne possèdent qu'un seul interférogramme en commun provenant d'ERS2 ce qui signifie que les deux mesures sont relativement indépendantes. Finalement, les périodes 2008 et 2009-2010 sont indépendantes et ne présentent pas de recouvrement temporel. On peut donc, à partir de ce découpage du jeu de données, faire une estimation de l'évolution temporelle de la déformation.

V.3.2 Données auxiliaires

GPS et creep-meters

Les données GPS utilisées dans cette étude proviennent du réseau Central California téléchargées depuis le site de l'USGS⁶. Les données GPS, une fois mise en géométrie RADAR (los) nous servent à ajuster la carte de vitesse moyenne mesurée à l'aide de l'interférométrie RADAR. Nous avons aussi utilisé des mesures GPS issues de campagne de mesure (réseau SGPS) pour compléter les données au niveau du segment de Cholame. Ces dernières données complémentaires ont été téléchargées à partir du site de l'USGS.

Afin de comparer nos estimations du saut en vitesse à travers la faille en champ proche par InSAR (près d'1 km), nous utilisons les mesures issues du réseau de creep-meters présent sur le site (même réseau que celui utilisé par Lienkaemper *et al.* (2006)) et téléchargés à partir du site de l'USGS⁷. Ces dispositifs, installés entre 1983 et 1987, permettent de mesurer en champ très proche (une dizaine de mètres) la variation de la vitesse de glissement de la faille en proche surface. Nous disposons ainsi de près de 27 ans d'enregistrement sur 10 stations positionnées sur la ligne de rupture de 1966 (cf Fig V.6). Pour pouvoir comparer ces données avec nos mesures, nous prenons la vitesse de glissement sur l'intervalle de temps correspondant à celui couvert par chaque stack.

Les creep-meters présentent des évolutions temporelles très variables à la fois en amplitude mais aussi dynamiquement. Pour tous, il semble que le post-sismique se prolonge jusqu'à fin 2005 sauf pour Gold Hill qui ne retrouve pas son état d'origine suite au séisme de 2004 (comme évoqué précédemment). Deux points intéressants : High Way 46 situé à l'extrémité sud-est du segment de Parkfield ne capte pas de signal de déplacement associable au séisme de 2004 alors que le creep-meter Slack Canyon, situé plus à l'intérieur du segment en glissement continue a mesuré une accélération du déplacement sur toute la période de postsismique. On précise ici que lors de la rupture de 2004, le creep-meter de Parkfield s'est rompu, aussi, le profil affiché ici est donc reconstitué à partir des données pré-séisme et des données acquises après réparation. Le saut est fixé par rapport aux mesures terrains reportées dans Lienkaemper *et al.* (2006).

6. Source données, (dernière consultation 30 janvier 2013) : earthquakes.usgs.gov/monitoring/gps/CentralCalifornia

7. Site : <http://earthquake.usgs.gov/monitoring/deformation/data/download/table.php>, dernière consultation : mai 2013

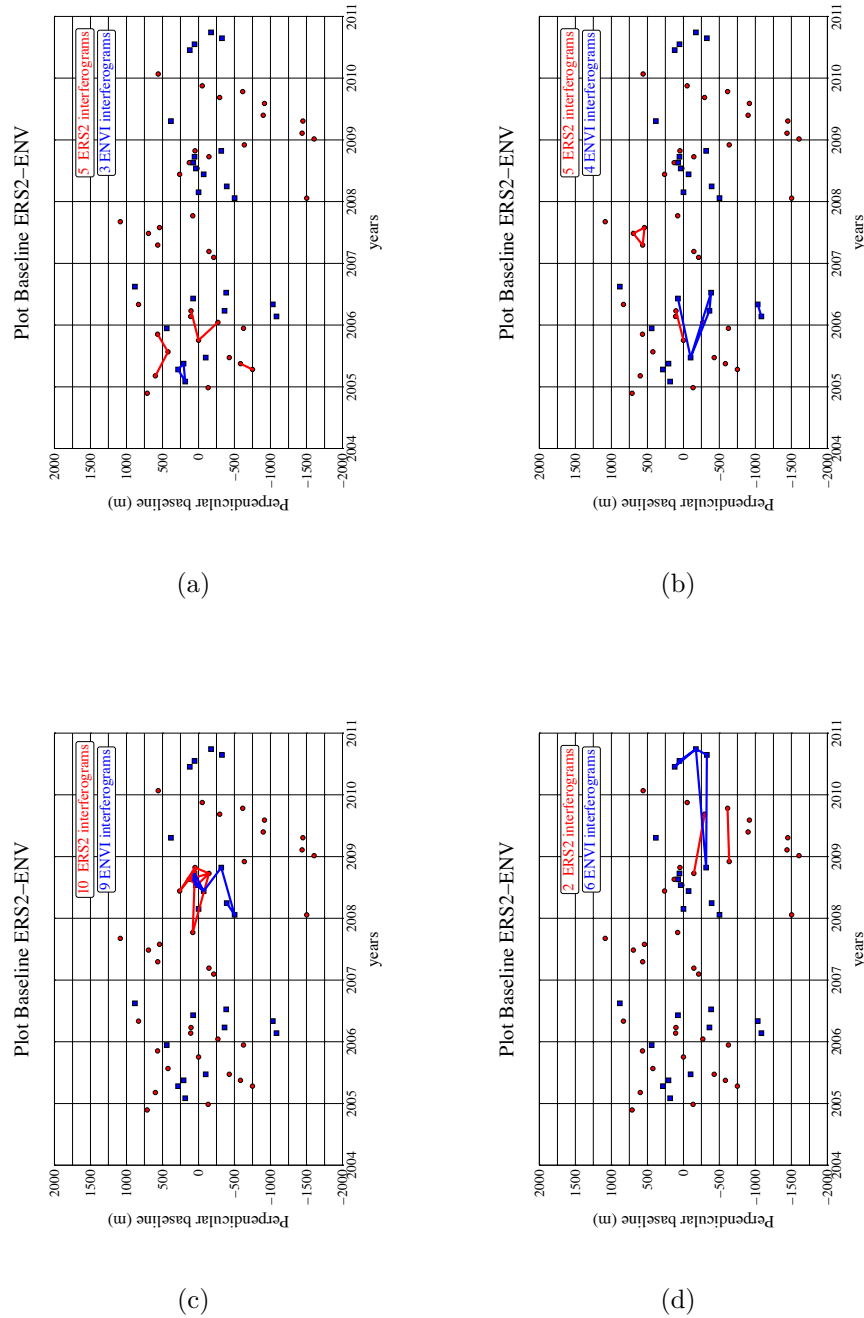


FIGURE V.11 – *Baselines perpendiculaires et paires interférométriques sélectionnées pour les différentes périodes : 2005 (a), 2006-2007 (b), 2008 (c) et 2009-2010 (d). Les points et les traits bleus et rouges correspondent respectivement aux acquisitions et aux paires interférométriques sélectionnées du satellite Envisat d'une part et aux acquisitions et aux paires interférométriques sélectionnées du satellite ERS2 d'autre part. (Erratum : pour la période 2006-2007, il s'agit de 5 interférogrammes Envisat et 4 interférogrammes ERS2.)*

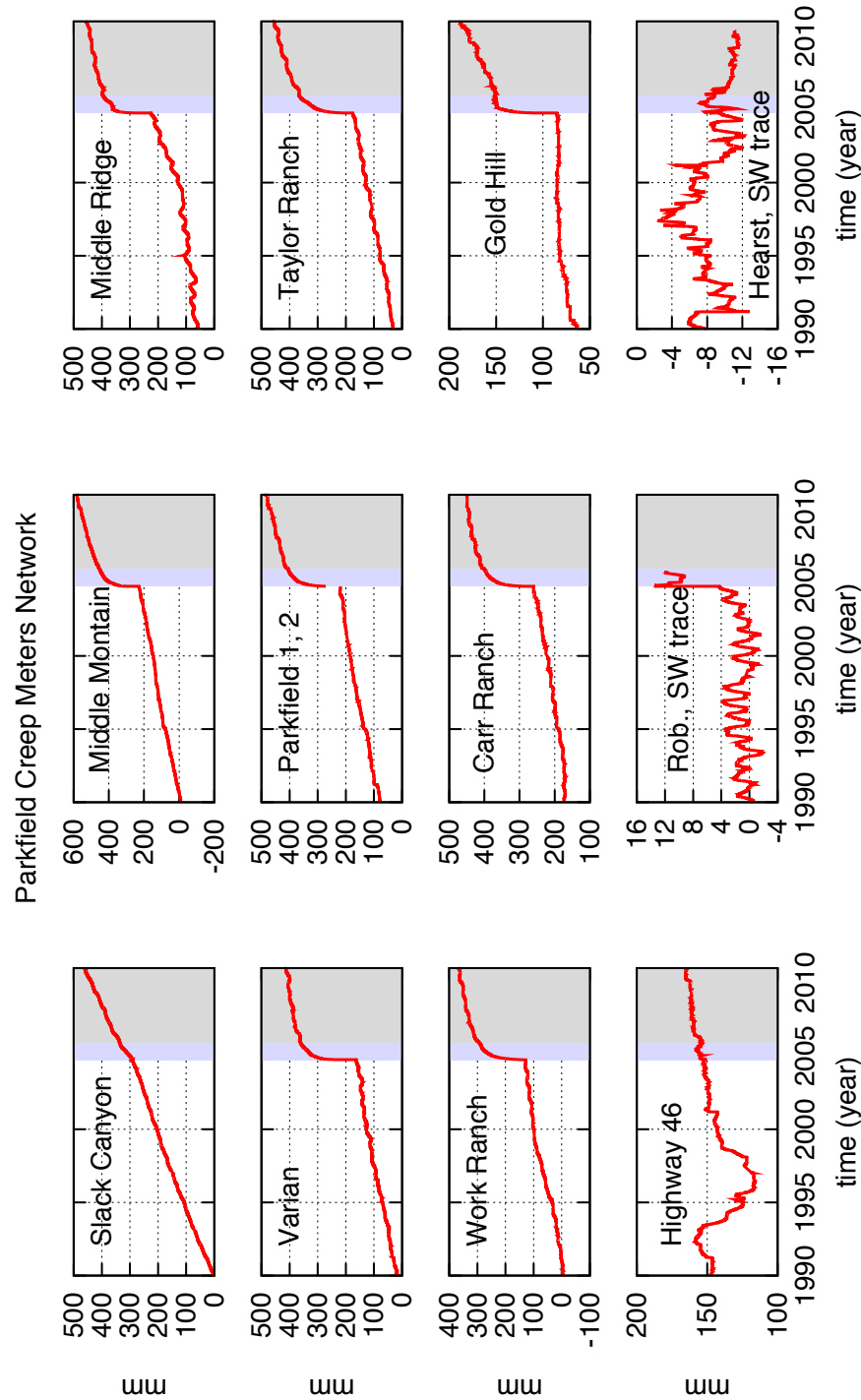


FIGURE V.12 – Évolution temporelle de chaque creep-meter utilisé pour cette étude sur la période 1990-2010 (cf V.3.2). Le déplacement est mesuré en mm parallèlement à la ligne de faille, le sens dextre défini positif. Pour la position des stations voir figure V.6. Nous attirons l'attention sur le fait que tous les graphiques présentés ici n'ont pas tous la même échelle en ordonnées. Données prises sur le site de l'USGS. La bande bleue claire, localise temporellement le cosismique et le postsismique observés à partir des creep-meters

Sismicité

La distribution spatio-temporelle de la sismicité le long des trois segments de notre étude (Segment en glissement asismique, Parkfield et Cholame) apporte une information sur la variation latérale et en profondeur du comportement de la faille. Nous avons récupéré les données des séismes depuis le catalogue NCEDC puis nous avons extrait uniquement les événements dont les épicentres sont contenus dans une bande de 2 km centrée sur la ligne de faille de San Andreas pour ne garder que les séismes en rapport avec sa dynamique. Il est important de préciser que nous ne nous sommes pas prêtés à l'exercice de relocalisation des hypocentres. La caractérisation du catalogue à l'aide du diagramme de Gutenberg-Richter montre que nous avons une bonne représentation de l'activité sismique de la région pour les événements de magnitude supérieure à 1,5 (Fig V.13) et donc du comportement de la faille de San Andreas au niveau des sections que nous étudions.

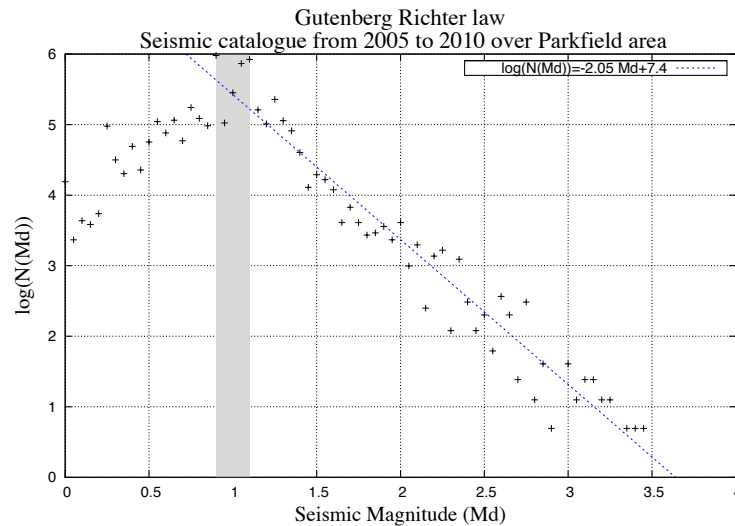


FIGURE V.13 – Diagramme de Gutenberg-Richter du catalogue NCEDC sur la période 2005-2010 (cf V.3.2)

Pour chaque profil de saut en vitesse pris de part et d'autre de la faille, nous affichons la sismicité intégrée sur la même période couverte par le stack en fonction de la distance au point de référence (marqué par la lettre A sur les cartes, voir figure V.1) et de la profondeur.

V.4 Résultats

Sont présentés ici les résultats de cette étude, dans un premier temps, concernant l'évolution spatio-temporelle du glissement postsismique en champ proche sur les trois segments évoqués précédemment, puis, dans un deuxième temps, la caractérisation de la profondeur de blocage du segment de Cholame.

V.4.1 Évolution spatio-temporelle du glissement postsismique

Nous présentons ici les résultats des traitements que nous avons effectués pour contraindre l'évolution spatio-temporelle du glissement postsismique. Les résultats

sont ordonnés selon les périodes déjà énoncées : 2005-2010, 2005, 2006-2007, 2008, 2009-2010 (cf partie précédente V.2.2) et comprennent le stack final géocodé dont le déplacement est projeté parallèlement à la trace de la faille de San Andreas (sens dextre défini positif), le profil du saut en vitesse de glissement le long de la faille (*ie* le différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille), la sismicité associée intégrée sur la même fenêtre temporelle et enfin, les valeurs de vitesse de glissement vues par le réseau de creep-meters. Nous présentons ensuite l'évolution temporelle de la vitesse de glissement moyennée par section de 10 km le long des trois segments de notre étude.

Période 2005-2010

Nous avons regroupé dans ce stack l'ensemble des interférogrammes d'ERS2 et d'Envisat sélectionnés pour cette étude, soit 44 images (voir figures V.14 et V.15). Ce stack, ajusté aux valeurs GPS des stations permanentes, représente la vitesse moyenne du déplacement entre 2005 et 2010 projetée parallèlement à la ligne de faille. Le nombre d'interférogrammes mis en oeuvre permet d'obtenir une image relativement lisse en réduisant le biais atmosphérique malgré une perte de qualité du signal au niveau de la partie plus au nord-ouest de l'image ainsi qu'un résidu orbital qui affecte la partie inférieure de l'image. Nous pouvons, en premier lieu, observer la déformation postsismique le long du segment de Parkfield que nous cherchons à caractériser dans cette étude. Ce glissement postsismique semble se prolonger spatialement au delà des limites de la rupture de 2004 notamment au niveau de la section de faille en glissement asismique sans pour autant affecter la section de Cholame plus au sud. On peut remarquer à ce propos que la transition entre la section de Parkfield et celle de Cholame est très marquée, reflétant une différence comportementale entre ces deux sections suite au séisme de 2004.

En parallèle, on distingue clairement la signature des subsidences de Paso Robles et enfin celle de Coalinga qui ont essentiellement pour origine le pompage de l'aquifère pour les besoins en eau de l'agriculture et mais aussi l'extraction du pétrole. La résolution de l'image permet de voir que l'essentiel du glissement postsismique au niveau de Parkfield semble être porté par la trace principale de la faille ayant rompu en 2004 ainsi que l'extrémité sud-est du segment en glissement continu.

La comparaison du saut en vitesse avec la distribution spatiale de la sismicité permet de voir une très bonne correspondance entre la segmentation observée par la distribution du glissement en surface et celle observée à partir de la distribution des hypocentres. Plus précisément, on observe une décroissance de la vitesse de glissement en fonction de la distance qui correspond à l'augmentation de la profondeur de la sismicité. De même, lorsque l'on regarde l'estimation de la vitesse faite en InSAR avec celle faites par le réseau de creep-meters, on observe une bonne correspondance. Cette bonne correspondance montre que sur une fenêtre temporelle large, la partie plus en profondeur de la faille et la partie plus surfacique semblent accommoder en moyenne le même déplacement.

Période 2005

Ce stack couvre le site de Parkfield près de 3 mois après le séisme de septembre 2004 jusqu'au début de 2006 (Fig : V.11). Cette période correspond au plus fort de la période postsismique documentée par Freed (2008), Barbot *et al.* (2009) et Bruhat

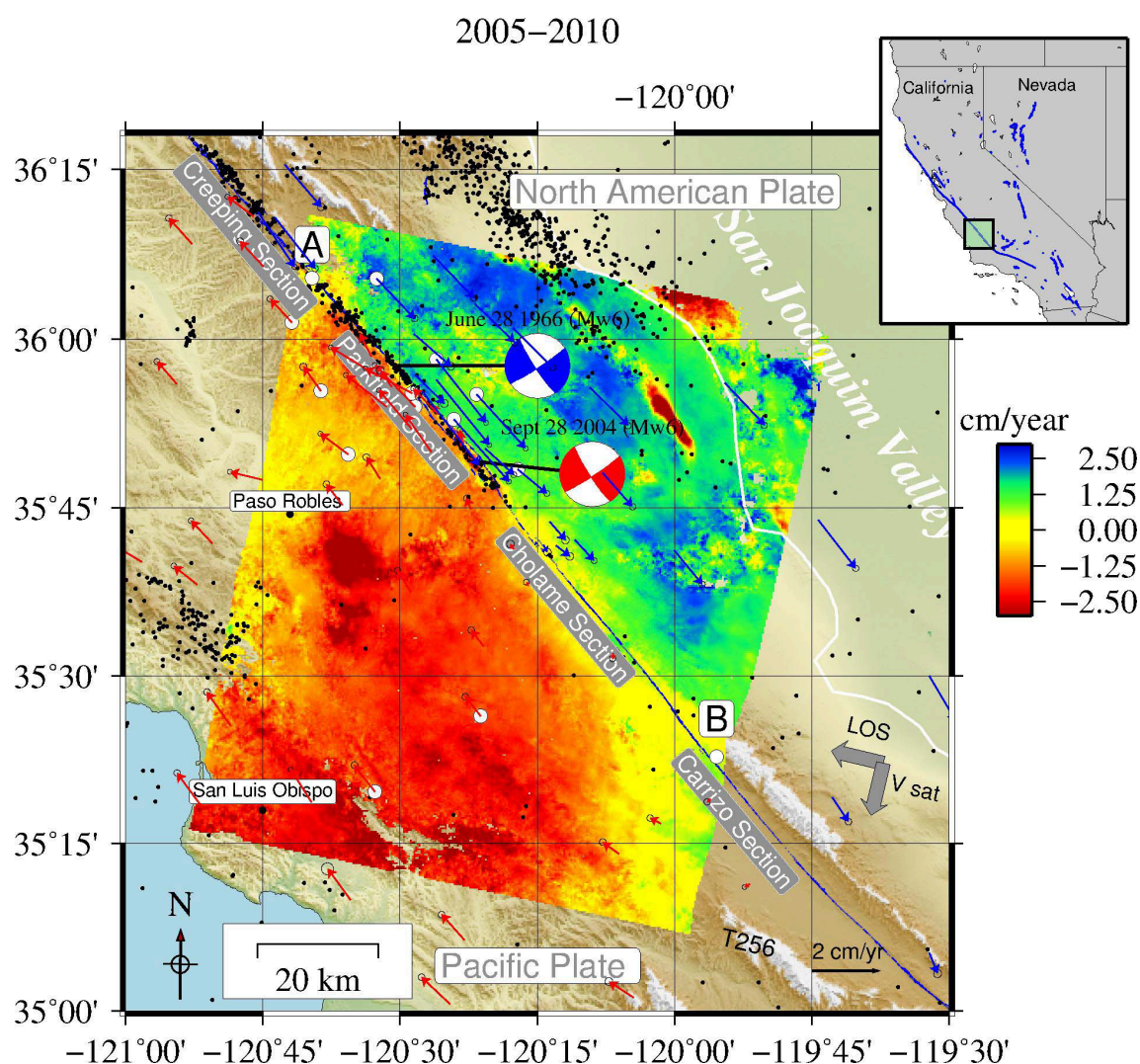


FIGURE V.14 – Résultat du stack couvrant la période 2005-2010 intégrant l'ensemble des interférogrammes utilisés au cours de cette étude. On peut observer que la plaque Nord Américaine se déplace en direction du sud-est (bleu) par rapport à un point de référence pris au niveau de la ligne de faille de Cholame et la plaque Pacifique vers le nord-ouest (rouge). Les vecteurs représentent les vitesses moyennes des stations GPS permanentes sur la période 2005-2010.

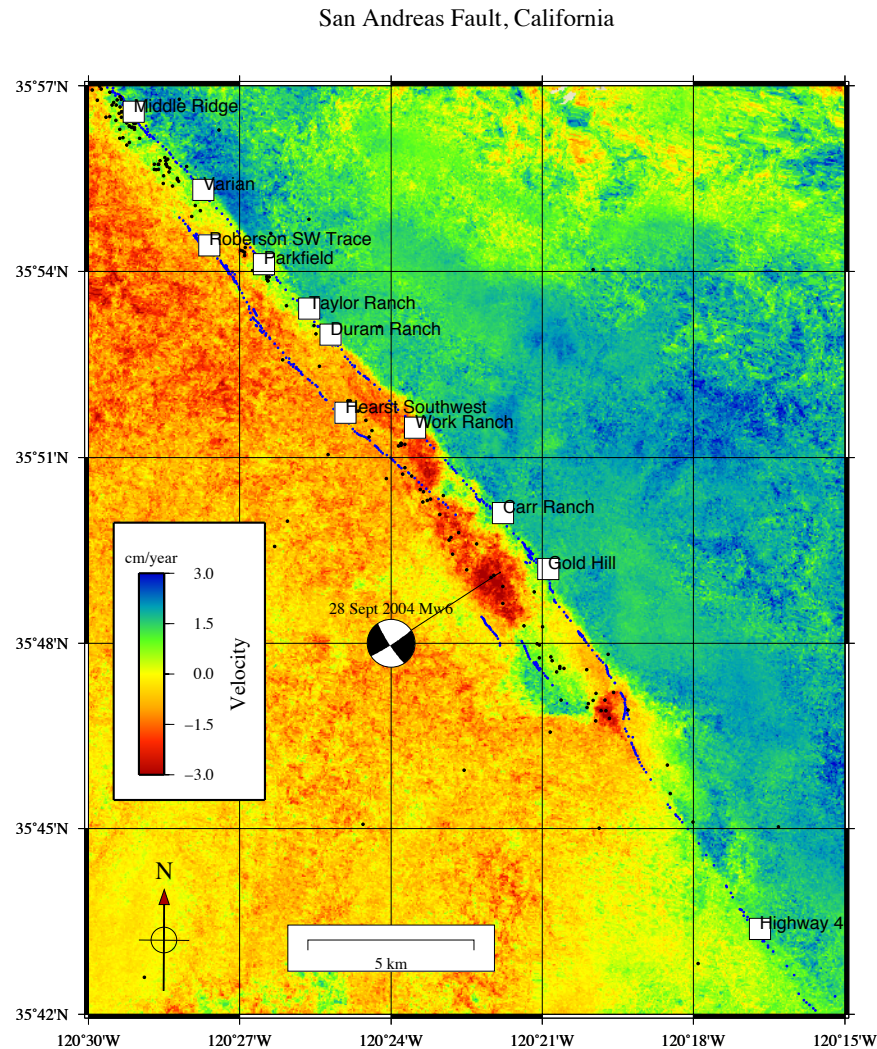


FIGURE V.15 – Résultat du stack couvrant la période 2005-2010 intégrant l'ensemble des interférogrammes utilisés au cours de cette étude. Zoom sur le segment de Parkfield. On peut voir que le glissement entre 2005 et 2010 est essentiellement porté par la faille principale. On distingue une forte subsidence au niveau de l'épicentre de 2004 dont il est difficile d'identifier le mécanisme entre celui d'un bassin transtensif ou au pompage de l'aquifère lié à l'activité agricole. La résolution est de l'ordre de 50 m par pixel.

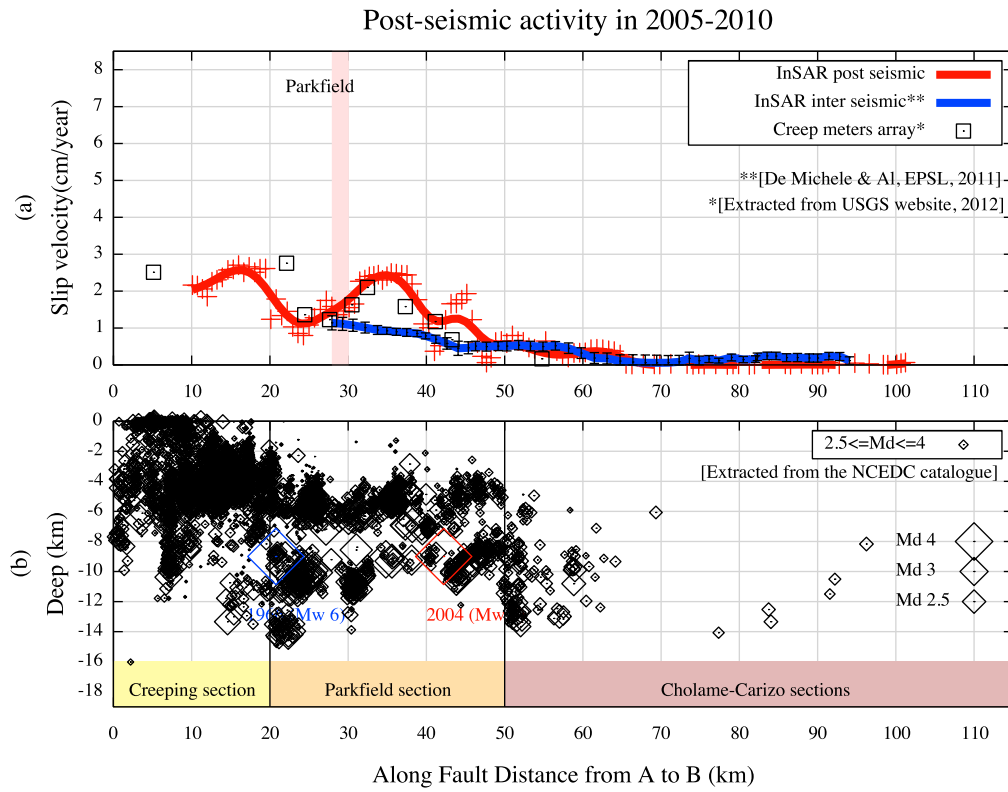


FIGURE V.16 – Comparaison entre profil InSAR (sens dextre définie positif), creepmeters et sismicité pour la période 2005-2010. Le graphique supérieur montre la distribution latérale de la vitesse de glissement en surface (différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille) mesurée en InSAR (croix rouge) avec lissage (ligne rouge) en comparaison avec les valeurs relevées sur le réseau de creepmeters (carré transparents) et la distribution latérale du glissement en surface mesurée au cours de la période intersismique (1992-2004) par de Michele et al. (2011) (courbe bleue). Le graphique inférieur présente la distribution de la sismicité sur la même période que le stack prise sur une fenêtre de 1km de part et d'autre de la ligne de faille. Le losange rouge représente l'hypocentre de la rupture de 2004 (Mw 6), le losange bleu celui de 1966 (Mw 6). À titre indicatif, SAFOD se trouve au kilomètre 17.

et al. (2011) et observable à partir de ce jeu de données. Ce stack comprend 5 interférogrammes ERS2 et 3 interférogrammes d'Envisat soit 8 interférogrammes ; par rapport au stack couvrant 2005-2010, celui-ci présente une plus grande variabilité spatiale du signal. Notamment, ce résultat semble être affecté par un fort biais atmosphérique à grandes longueurs d'ondes sur l'ensemble la surface couverte. Pour limiter cet effet, nous avons cherché à isoler les interférogrammes à l'origine de cet artefact et il est apparu que les interférogrammes d'Envisat sont responsables du biais présent dans la partie supérieure et ceux d'ERS2 responsables du biais présent dans la partie inférieure. De même, nous perdons le niveau de cohérence obtenu pour le précédent stack notamment, sur la partie plus au nord-ouest le long de la faille. Malgré cela, on observe une très forte signature d'une déformation associable au postsismique au cours de l'année 2005 notamment au niveau du segment de Parkfield et du segment en creep.

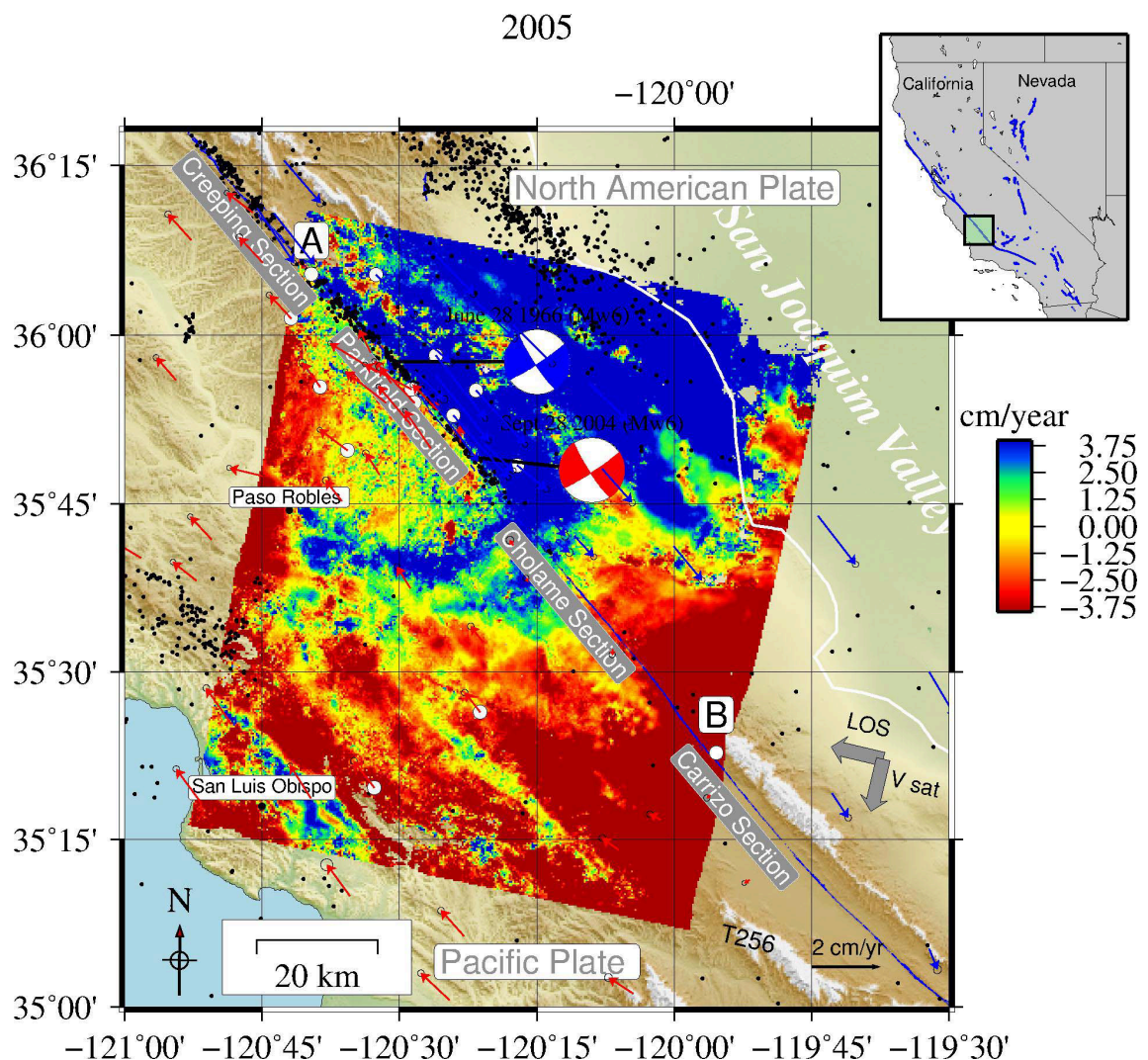


FIGURE V.17 – Stack de 8 interférogrammes (5 d'ERS2 et 3 d'Envisat) de la track T256 couvrant la période 2005. Sens dextre défini positif (couleur bleue). Les épicentres de 1966 (bleu) et celui de 2004 sont rappelés (rouge).

La distribution de la vitesse de glissement (Fig : V.18) présente une grande variabilité latérale et un maximum de 7 cm par an parallèlement à la ligne de faille

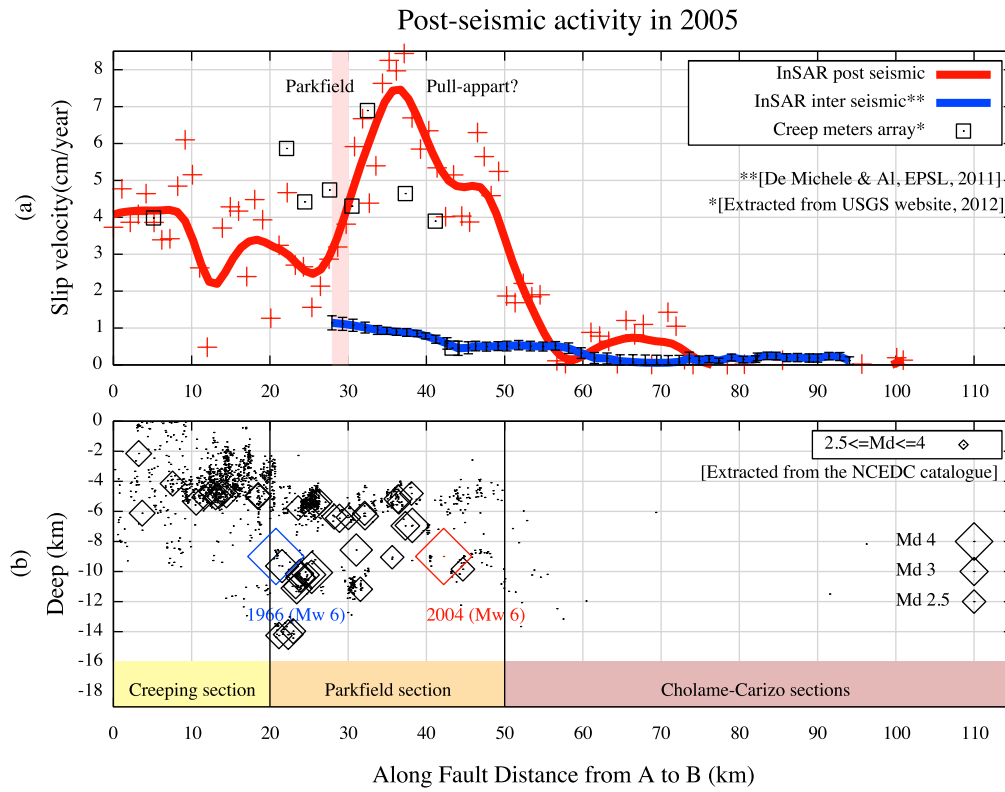


FIGURE V.18 – Comparaison entre profil InSAR (sens dextre définie positif), creepmeters et sismicité pour l'année 2005. Le graphique supérieur montre la distribution latérale de la vitesse de glissement en surface (différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille) mesurée en InSAR (croix rouge) avec lissage (ligne rouge) en comparaison avec les valeurs relevées sur le réseau de creepmeters (carré transparents) et la distribution latérale du glissement en surface mesurée au cours de la période intersismique (1992-2004) par de Michele et al. (2011) (courbe bleue). Le graphique inférieur présente la distribution de la sismicité sur la même période que le stack prise sur une fenêtre de 1km de part et d'autre de la ligne de faille. Le losange rouge représente l'hypocentre de la rupture de 2004 (Mw 6), le losange bleu celui de 1966 (Mw 6). À titre indicatif, SAFOD se trouve au kilomètre 17.

(dextre), en moyenne sur l'année 2005, au niveau du segment de Parkfield. À partir de cette distribution de vitesse de glissement on peut séquencer la faille de San Andreas en trois parties différentes qui correspondent, comme pour le stack précédent, à la segmentation suggérée par la distribution de la sismicité. Plus précisément, le segment de Parkfield qui a rompu en 2004 présente le plus grand taux de glissement, le segment en glissement asismique atteint près de deux fois sa valeur de l'intersismique et s'accompagne d'un fort taux de sismicité en proche surface. Enfin, Le segment de Cholame, ne présente pas ou très peu de glissement en surface et l'activité sismique ne semble pas être différente de la période intersismique. On observe cependant que le fort taux de glissement détecté en surface par l'InSAR mais aussi par le réseau de creep-meters sur toute la longueur du segment de Parkfield ne s'accompagne pas de sismicité sur les quatre premiers kilomètres de profondeurs. Ainsi, que le glissement détecté en surface soit issu de l'activité sismique plus profond ou bien issu d'un glissement de type after-slip, on peut néanmoins penser que la partie supérieure (0 à 4 km de profondeur) du plan de faille au niveau de Parkfield doit être une zone de glissement stable, asismique et relativement homogène en comparaison de l'aspérité plus profonde support d'une plus grande activité sismique.

Période 2006-2007

Ce troisième stack couvre une période plus longue (deux ans) qui inclut une partie de 2005. Il comporte 9 interférogrammes en tout dont 4 d'ERS2 et 5 d'Envisat. La période couverte par ces données déborde sur une partie de l'année 2005, aussi, il est vraisemblable qu'une partie de la déformation postsismique de 2005 soit contenue dans ce stack. Cependant l'ensemble des paires choisies pour former ce stack comprennent une date en 2006, en conséquence l'estimation de la déformation sur cette période correspond à la transition entre mi 2005 et début 2006. Quant à l'année 2007, elle est représentée seulement par 3 interférogrammes provenant d'ERS2, aucune acquisition ne semble avoir été effectuée au cours de cette année par Envisat.

Le stack obtenu présente une bonne cohérence spatiale et ne semble pas affecté par des biais atmosphériques trop prononcés. La déformation postsismique est notable au niveau du segment de Parkfield coté plaque Nord-Américaine bien que moins importante que pour la période 2005.

La distribution de la sismicité montre une activité moins importante en 2006 et 2007 que pour la seule année 2005. Malgré cela, la surface montre un fort taux de glissement qui montre que le déplacement postismique est encore en cours pendant cette période. L'essentiel de ce déplacement doit donc se faire de façon asismique et le fait que la partie superficielle de la faille au niveau de Parkfield ne présente aucune sismicité doit signifier que la partie supérieure (4 premiers km de profondeur sur toute la longueur du segment de Parkfield) peut être assimilée à une zone de glissement stable avec peu d'accumulation de contrainte. Cependant, les creep-meters montrent un taux de glissement qui, sur la même portion, n'est pas en accord avec les mesures InSAR. On a déjà commenté le fait que les creep-meters présentent une grande variabilité latérale de comportement qui peut s'interpréter comme une grande hétérogénéité latérale des propriétés frictionnelles en proche surface. Cette hétérogénéité doit donc aussi être significative sur les premiers kilomètres de profondeur. En conséquence, cette variabilité comportementale entre la proche surface et les parties plus profondes doit être à l'origine de la différence que l'on observe entre les creep-meters et l'InSAR.

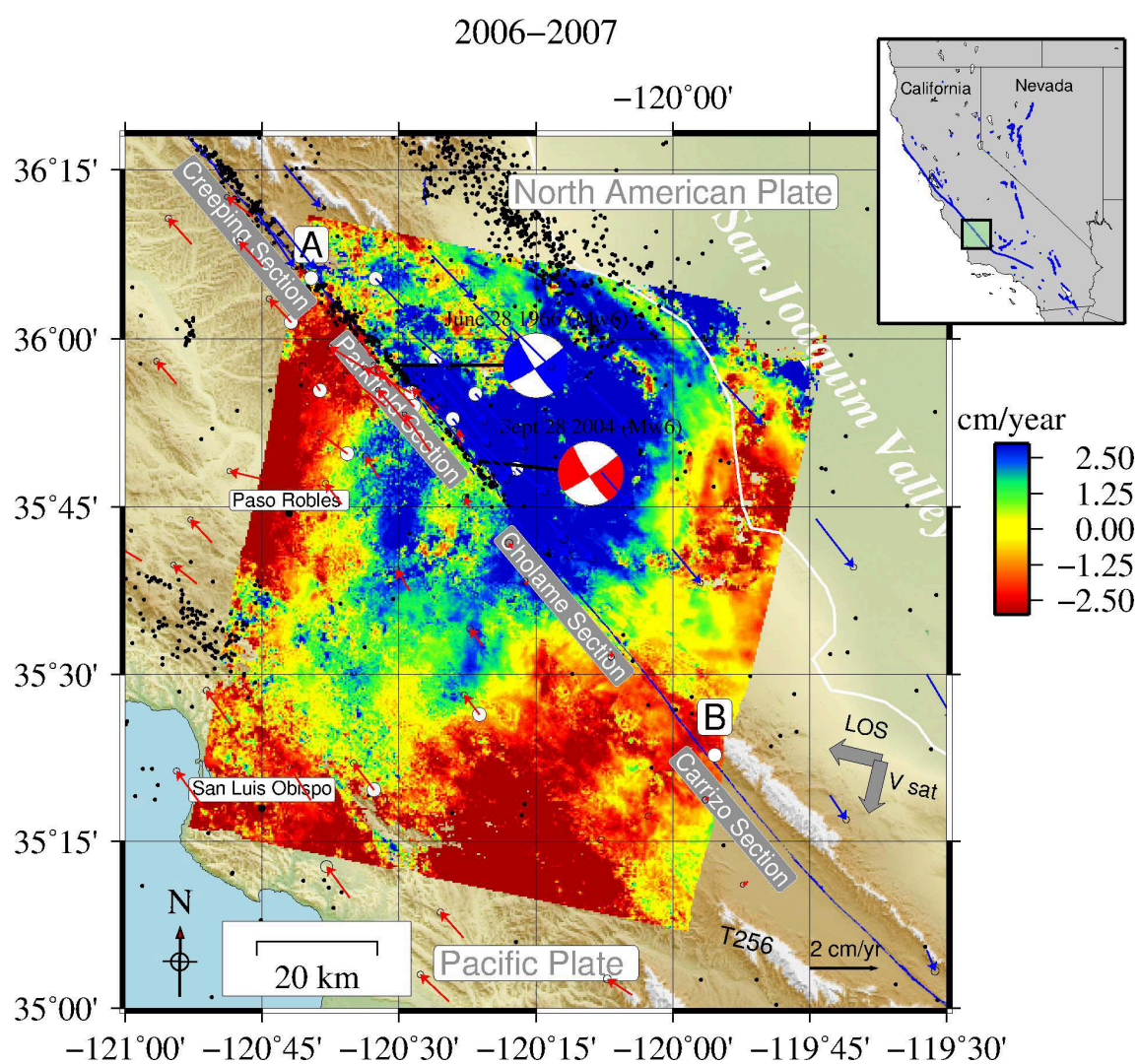


FIGURE V.19 – Stack de 9 interférogrammes (4 d'ESR2 et 5 d'Envisat) de la fauchée T256 couvrant la période 2006-2007. Sens dextre défini positif (couleur bleue). Les épicentres de 1966 (bleu) et celui de 2004 sont rappelés (rouge).

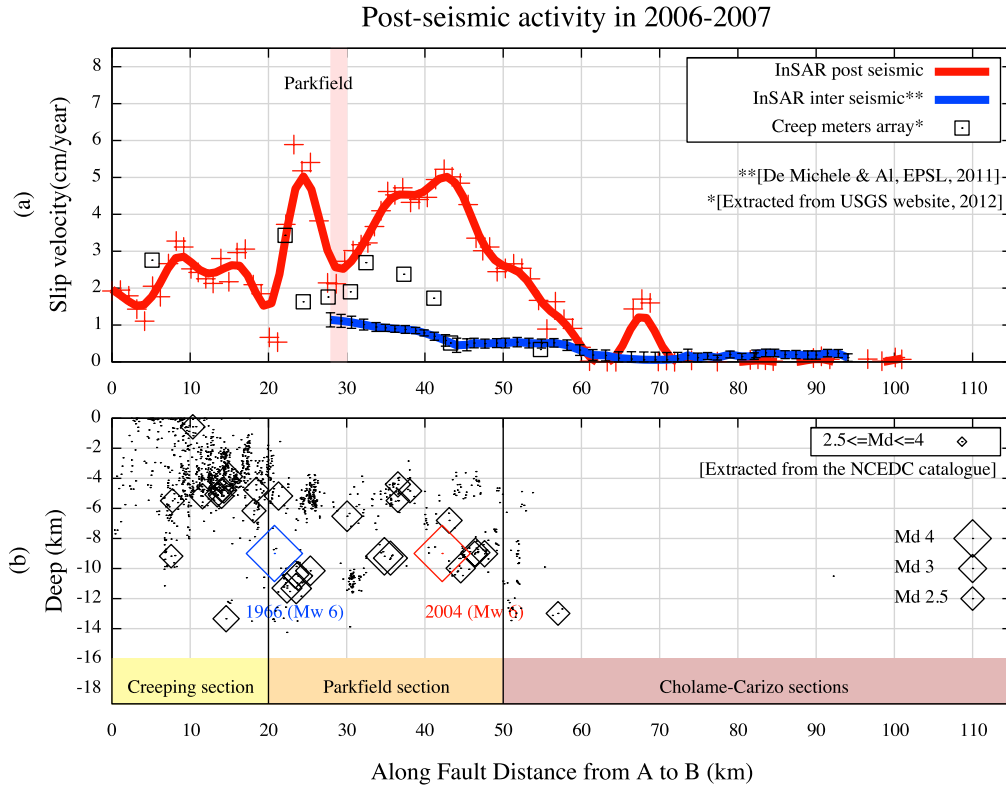


FIGURE V.20 – *Comparaison entre profil InSAR (sens dextre définie positif), creepmeters et sismicité pour la période 2006-2007. Le graphique supérieur montre la distribution latérale de la vitesse de glissement en surface (différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille) mesurée en InSAR (croix rouge) avec lissage (ligne rouge) en comparaison avec les valeurs relevées sur le réseau de creepmeters (carré transparents) et la distribution latérale du glissement en surface mesurée au cours de la période intersismique (1992-2004) par de Michele et al. (2011) (courbe bleue). Le graphique inférieur présente la distribution de la sismicité sur la même période que le stack prise sur une fenêtre de 1km de part et d'autre de la ligne de faille. Le losange rouge représente l'hypocentre de la rupture de 2004 (Mw 6), le losange bleu celui de 1966 (Mw 6). À titre indicatif, SAFOD se trouve au kilomètre 17.*

Période 2008

Ce stack regroupe 19 interférogrammes entre fin 2007 et fin 2008. Il représente la vitesse moyenne de déplacement sur l'année 2008 affichée en projection parallèle à la faille. Le nombre important d'interférogrammes permet de penser que le biais atmosphérique est minimisé et que l'essentiel du signal a pour origine la déformation de la surface. On peut ainsi voir de façon très clair les subsidences de Paso-Robles, de Coalinga et de la vallée de San Joaquin. Le signal tectonique lié au postsismique semble très faible comparé au deux précédents stacks (2005 et 2006-2007) même si au niveau de Parkfield un très fort signal de subsidence apparaît au niveau de la plaine de Cholame (entre la section de Parkfield et le segment sud-ouest) faisant penser à un affaissement du type pull-apart⁸.

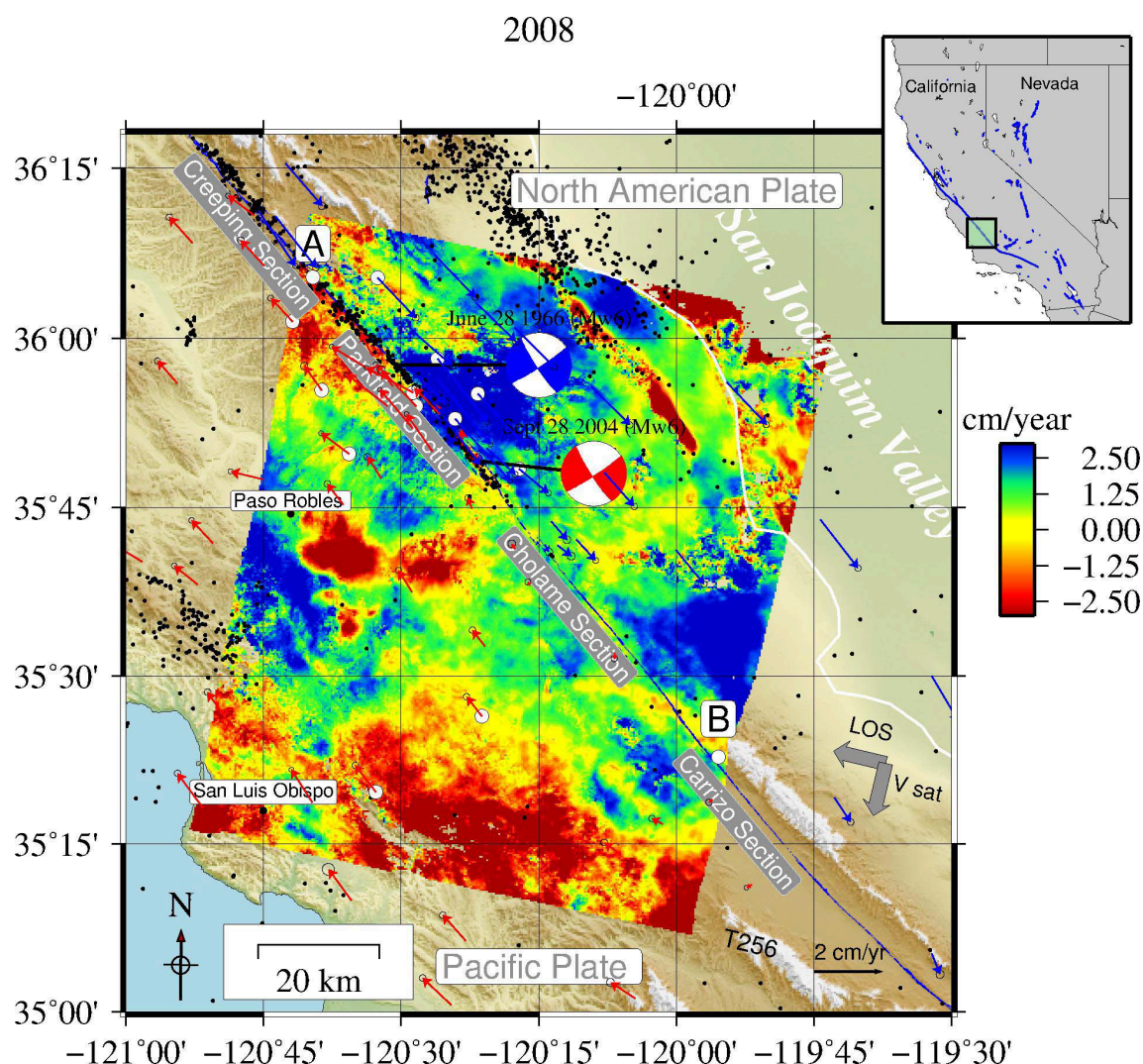


FIGURE V.21 – Stack de 19 interférogrammes (10 d'ESR2 et 9 d'Envisat) de la fauchée T256 couvrant l'année 2008. Sens dextre défini positif (couleur bleue). Les épicentres de 1966 (bleu) et celui de 2004 sont rappelés (rouge).

La dynamique des bassins transtensifs est complexe et résulte d'une extension de part et d'autre des limites (faille) du bassin. L'accélération de cet affaissement

8. bassin pull-apart : bassin transtensif.

est donc en rapport à la dynamique des failles délimitant le bassin et la plaine de Cholame est connu pour être un exemple de ce type de phénomène [Shedlock *et al.* (1990), Yeats *et al.* (1997)]. Cependant, on dispose d'assez peu d'informations sur la façon dont sont corrélés l'affaissement du bassin et la dynamique des failles actives le délimitant. En effet, il est difficile de savoir si cet affaissement est progressif, continu, ou bien s'il subit des phases d'affaissement rapides suivies de périodes de stables (ou même les deux) et comment un séisme comme celui de 2004 peut influencer cette vitesse d'affaissement. L'apparition d'un signal de subsidence au niveau de l'embranchement de deux failles actives au niveau de l'épicentre du séisme de 2004 pourrait correspondre à une accélération de l'affaissement sur l'année 2008 de type pull-apart. Néanmoins, la plaine de Cholame (correspondant à la zone d'affaissement) est aussi une zone d'agriculture intensive qui nécessite une grande quantité d'eau pour l'irrigation et donc, l'extraction de cette eau depuis l'aquifère affaisse la surface du sol par la compaction des matériaux. Aussi, il est difficile de discriminer la contribution de chaque phénomène sans plus d'information sur les méthodes d'extraction de l'eau pour l'irrigation (pompage direct dans l'aquifère ?) et la nature des matériaux qui composent le sol. Ne pouvant discriminer la composante verticale du déplacement liée à cette subsidence de la composante horizontale du déplacement liée à la dynamique de la faille, il est plus prudent d'écarter ce signal de déformation de notre interprétation pour la période 2008.

Période 2009-2010

Pour la dernière période 2009-2010, le stack intègre 8 interférogrammes et représente la vitesse moyenne de déformation sur la période 2009-2010, 2010 correspondant à la fin d'activité du satellite Envisat. Malgré une erreur de déroulement au niveau de la plaine de Cholame, il semble que le phénomène de subsidence soit moins marqué que pour 2008. Sur l'extrémité nord-ouest du segment en glissement asismique couverte par cette image on peut observer qu'il n'y a pas de signature du décrochement que l'on est censé observer dans ce secteur. Après observation des données on constate que l'on a une perte du niveau de cohérence à cet endroit. Cette perte de cohérence, comme mentionnée précédemment (cf partie V.3.1) a du influencer le déroulement en minimisant le saut en vitesse de part et d'autre de la faille. Cependant, malgré ces quelques limitations, nous observons une image assez lisse (peu de biais atmosphérique) et on peut voir sur le segment de Parkfield un saut en vitesse assez net.

L'extraction du profil du saut en vitesse montre que nous avons une distribution latérale de la vitesse comparable à celle observée par de Michele *et al.* (2011) même s'il ne se superpose pas notamment sur la partie du segment de Parfield située entre les deux épicentres.

Évolution temporelle de la vitesse de glissement

Nous avons jusqu'à présent caractérisé la variabilité spatiale de la vitesse de glissement. Pour mieux comprendre sa variation temporelle, nous avons moyenné la vitesse de glissement par fenêtres de 10 km (voir Fig : V.25) le long de la faille de San Andreas. Nous avons ensuite représenté, pour chaque tranche, l'évolution temporelle de la vitesse pour chaque période couverte par les stacks (cf Fig : V.4.1) en mettant comme référence les vitesses de glissement intersismique prise dans la

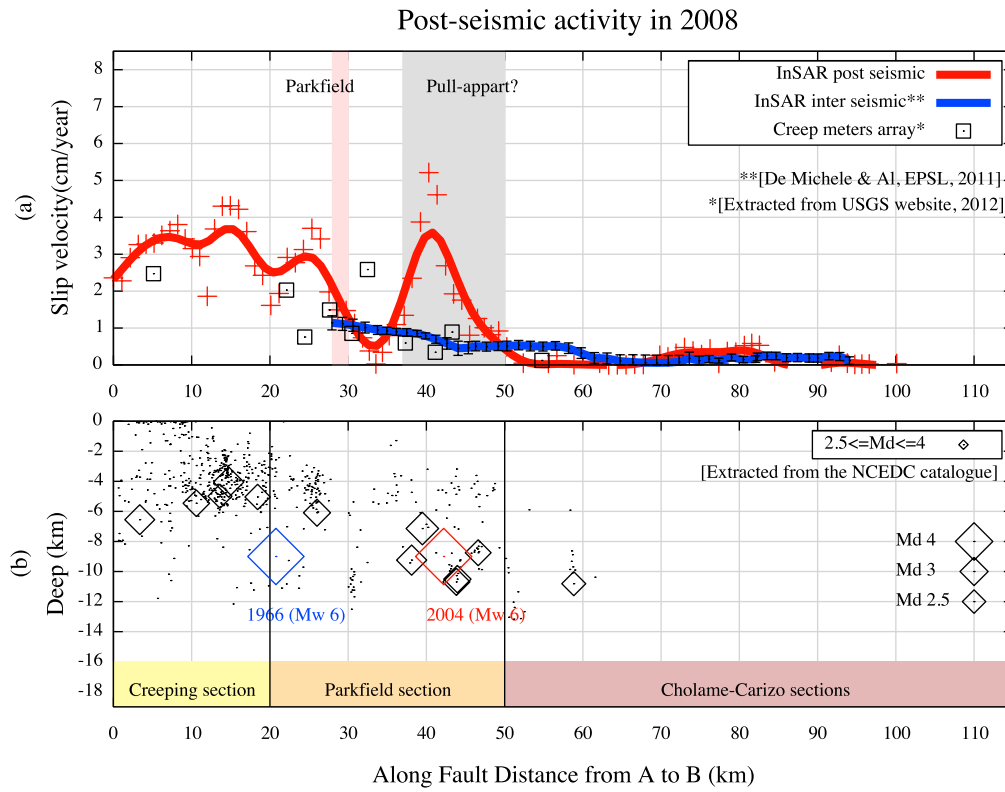


FIGURE V.22 – Comparaison entre profil InSAR (sens dextre définie positif), creepmeters et sismicité pour l'année 2008. Le graphique supérieur montre la distribution latérale de la vitesse de glissement en surface (différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille) mesurée en InSAR (croix rouge) avec lissage (ligne rouge) en comparaison avec les valeurs relevées sur le réseau de creepmeters (carré transparents) et la distribution latérale du glissement en surface mesurée au cours de la période intersismique (1992-2004) par *de Michele et al. (2011)* (courbe bleue). Le graphique inférieur présente la distribution de la sismicité sur la même période que le stack prise sur une fenêtre de 1km de part et d'autre de la ligne de faille. Le losange rouge représente l'hypocentre de la rupture de 2004 (Mw 6), le losange bleu celui de 1966 (Mw 6). À titre indicatif, SAFOD se trouve au kilomètre 17.

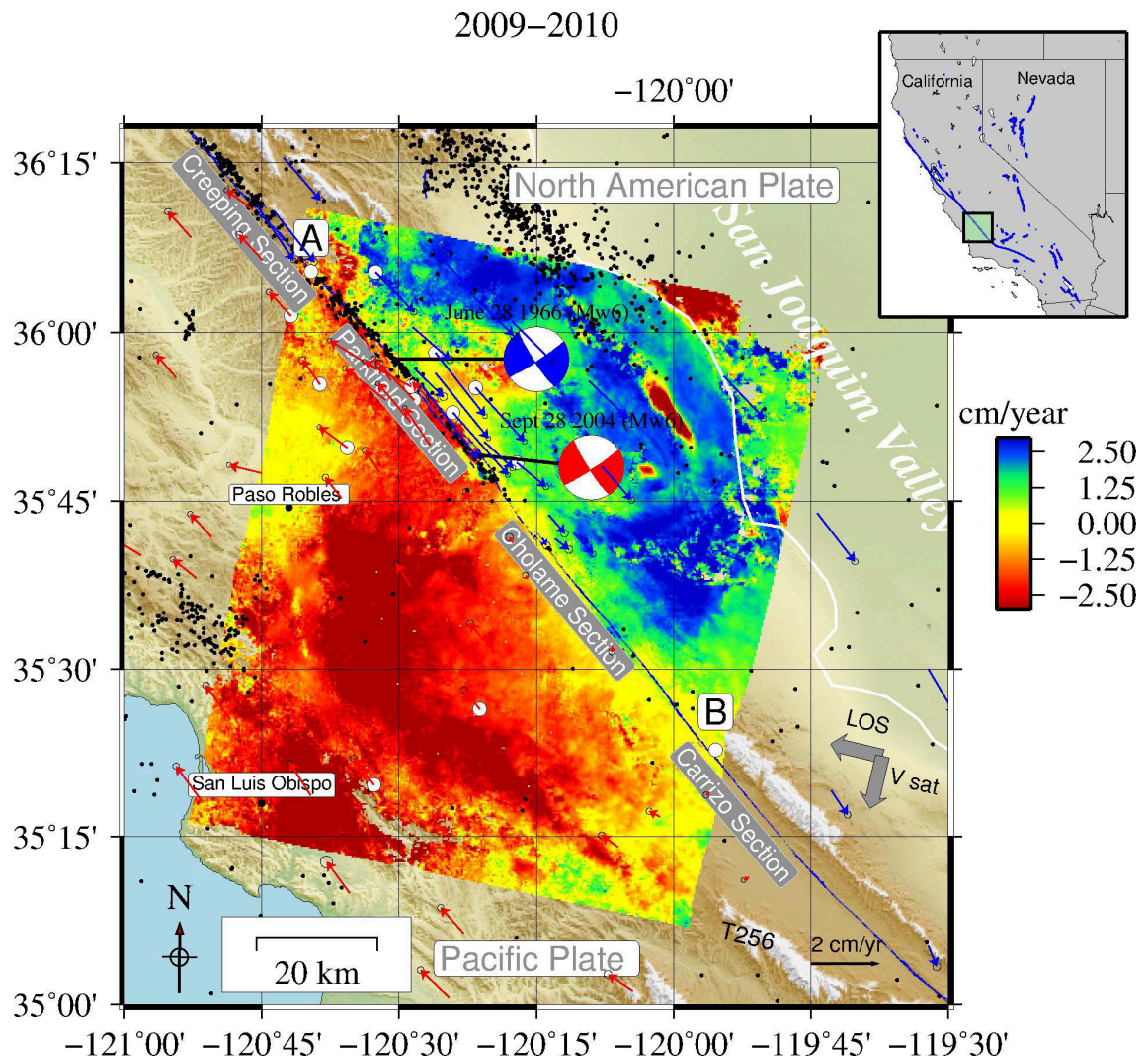


FIGURE V.23 – Stack de 8 interférogrammes (2 d'ESR2 et 6 d'Envisat) de la fauchée T256 couvrant la période 2009-2010. Sens dextre défini positif (couleur bleue). Les épicentres de 1966 (bleu) et celui de 2004 sont rappelés (rouge).

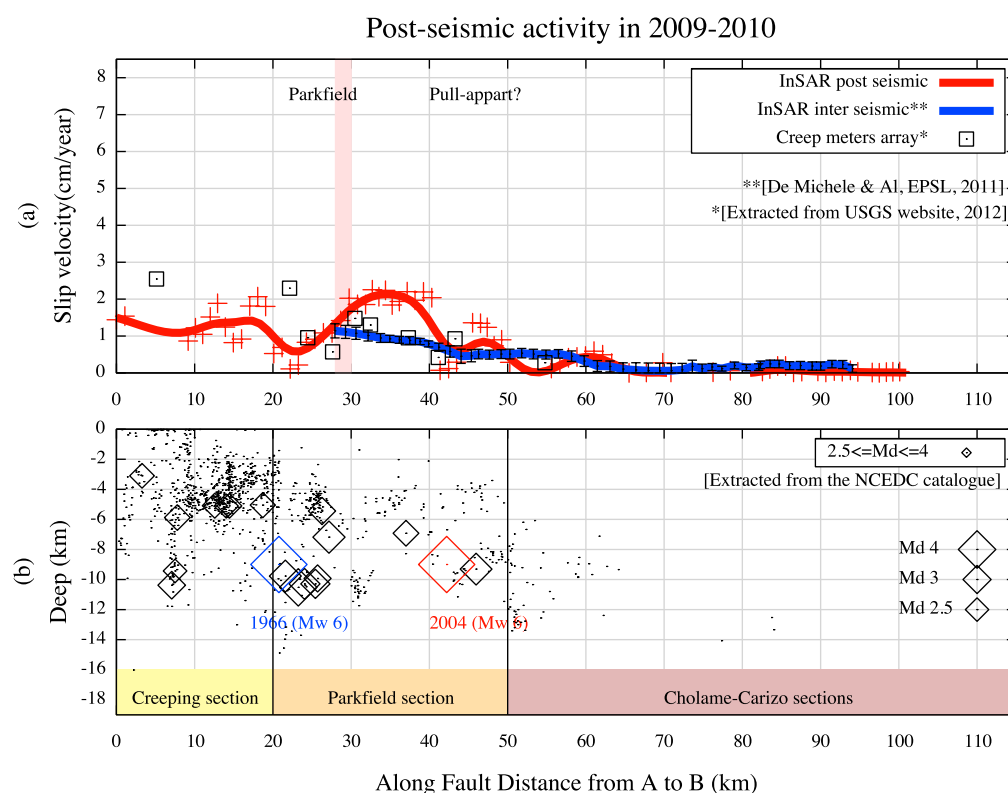


FIGURE V.24 – Comparaison entre profil InSAR (sens dextre définie positif), creepmeters et sismicité pour la période 2009-2010. Le graphique supérieur montre la distribution latérale de la vitesse de glissement en surface (différentiel de vitesse de part et d'autre de la faille) mesurée en InSAR (croix rouge) avec lissage (ligne rouge) en comparaison avec les valeurs relevées sur le réseau de creepmeters (carré transparents) et la distribution latérale du glissement en surface mesurée au cours de la période intersismique (1992-2004) par de Michele et al. (2011) (courbe bleue). Le graphique inférieur présente la distribution de la sismicité sur la même période que le stack prise sur une fenêtre de 1km de part et d'autre de la ligne de faille. Le losange rouge représente l'hypocentre de la rupture de 2004 (Mw 6), le losange bleu celui de 1966 (Mw 6). À titre indicatif, SAFOD se trouve au kilomètre 17.

littérature [De Michele *et al.* (2011), Ryder *et al.* (2008)]. La vitesse affichée est la vitesse moyenne de l'interpolation spatiale effectuée sur les mesures InSAR de la vitesse de déformation. La barre d'erreur selon l'axe des ordonnées représente l'écart quadratique moyen de la mesure InSAR par rapport la moyenne de l'interpolation prise sur l'intervalle de 10 km.

On observe de 2005 à 2007 des vitesses de glissement en surface sur les sections (a-f) largement supérieures aux vitesses intersismiques de références alors que sur les sections (g-h) se trouvant au niveau du segment de Cholame (cf Fig : V.25), nous n'avons pas de variations significatives par rapport à la vitesse de référence.

La décroissance de la vitesse au cours du temps semble caractéristique d'une relaxation postsismique pour le segment de Parkfield au niveau de la ligne de rupture continue en surface, proche de l'épicentre (sections d-e). La section plus au nord (section c), sur laquelle le glissement cosismique ne semble pas avoir atteint la surface [Lienkeamper *et al.* (2006)], nous observons une accélération de la vitesse du glissement en proche surface jusqu'à fin 2007 puis une décroissance à l'image des sections (g et h). Pour les sections (a) et (b), il semble que le séisme de 2004 ait perturbé la vitesse de glissement en provoquant une accélération du glissement asismique dans la zone de creep jusqu'à un taux de glissement deux fois supérieur à la normale. Le retour au régime normal de glissement de ces deux sections se fait de façon logarithmique avec un épisode d'accélération en 2008. L'accélération au cours de l'année 2005 est aussi observable au niveau du creep-meter Slack-Canyon (SC) (cf Fig : V.12) qui présente une variation de la vitesse du déplacement lors de l'année 2005 sans pour autant être marqué par la signature de la rupture cosismique à l'image des autres creep-meters. Qui plus est, l'évolution temporelle du déplacement suivi par le creep-meter SC ne semble pas être affectée par des épisodes d'accélération sur toute la période après 2005, ceci illustre à nouveau la différence de sensibilité entre ces deux méthodes de mesures.

L'ensemble des sections montrent un comportement comparable à celui documenté au cours de l'intersismique seulement à partir de fin 2008 excepté pour la partie centrale qui semble toujours affectée par un glissement asismique (2 fois la valeur de l'intersismique). Ce retour à l'intersismique seulement entre 2008 et 2009 est plus tardif que celui observé par des précédentes études qui le place fin 2005 sur la base de séries temporelles GPS [Bruhat *et al.* (2011), Barbot *et al.* (2008)] et semble disproportionnée par rapport à la magnitude modérée de la rupture de 2004 (Mw 6). Néanmoins, Brenguier *et al.* (2008) observent sur la période 2005-2009 une anomalie de la vitesse des ondes sismiques en rapport à une relaxation postsismique sans pour autant pouvoir localiser spatialement l'origine de cette anomalie. Il semble donc d'après nos observations que cette anomalie se manifeste aussi par des glissements asismiques le long du segment de Parkfield ainsi que sur le segment en creep plus au nord-ouest.

Aperçu général des résultats sur l'évolution spatio-temporelle

La principale difficulté rencontrée lors de ces traitements concerne l'extraction du saut en vitesse à travers la faille. La très haute résolution que nous avons réussi à obtenir est un avantage pour localiser spatialement le saut en vitesse mais rend parfois difficile l'interprétation de sa variation latérale. En effet, ce niveau de résolution met en avant des déformations de la surface liées à des phénomènes très locaux

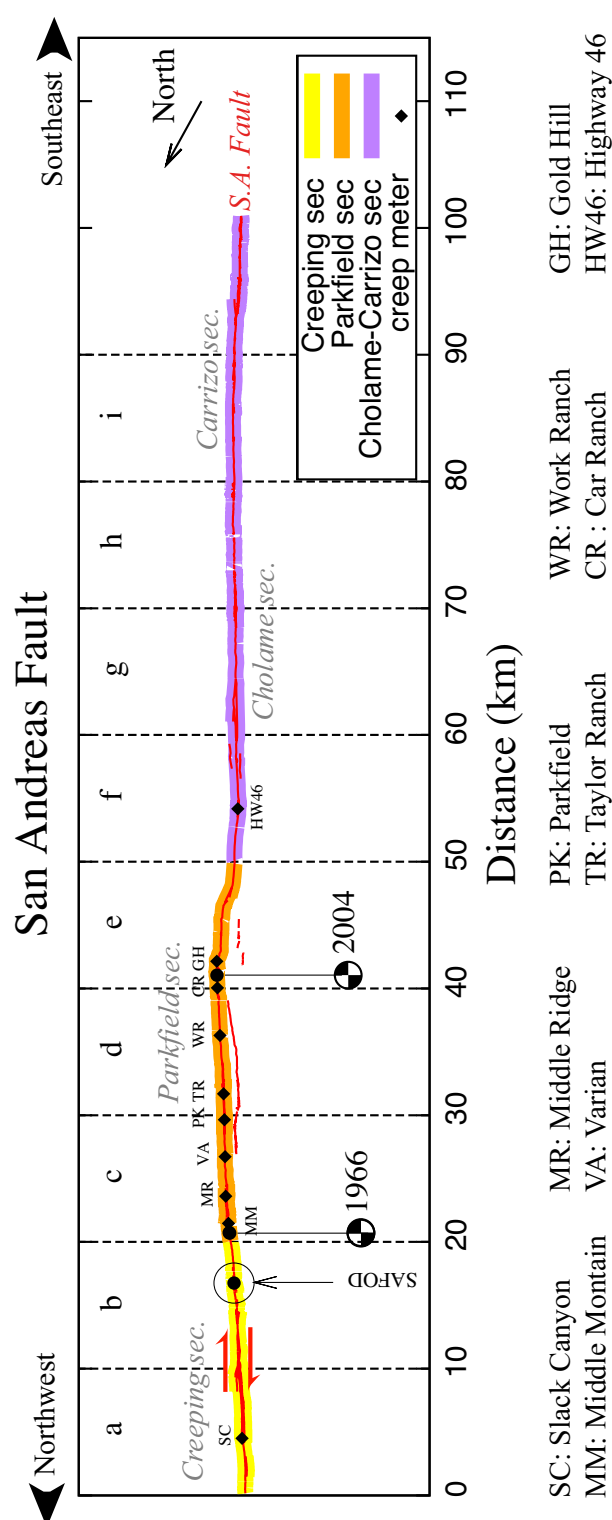


FIGURE V.25 – Zoom sur la faille de San Andreas (ligne rouge) au niveau du segment de Parkfield (surligné en orange) du segment en creep (surligné en jaune) et du segment bloqué de Cholame (surligné en violet). La position de SAFOD est indiqué au kilomètre 17. Les losanges noirs indiquent les positions de chaque creep-meter utilisés pour cette étude. Les lettres représentent la position de chaque graphique de la Fig V.4.1.

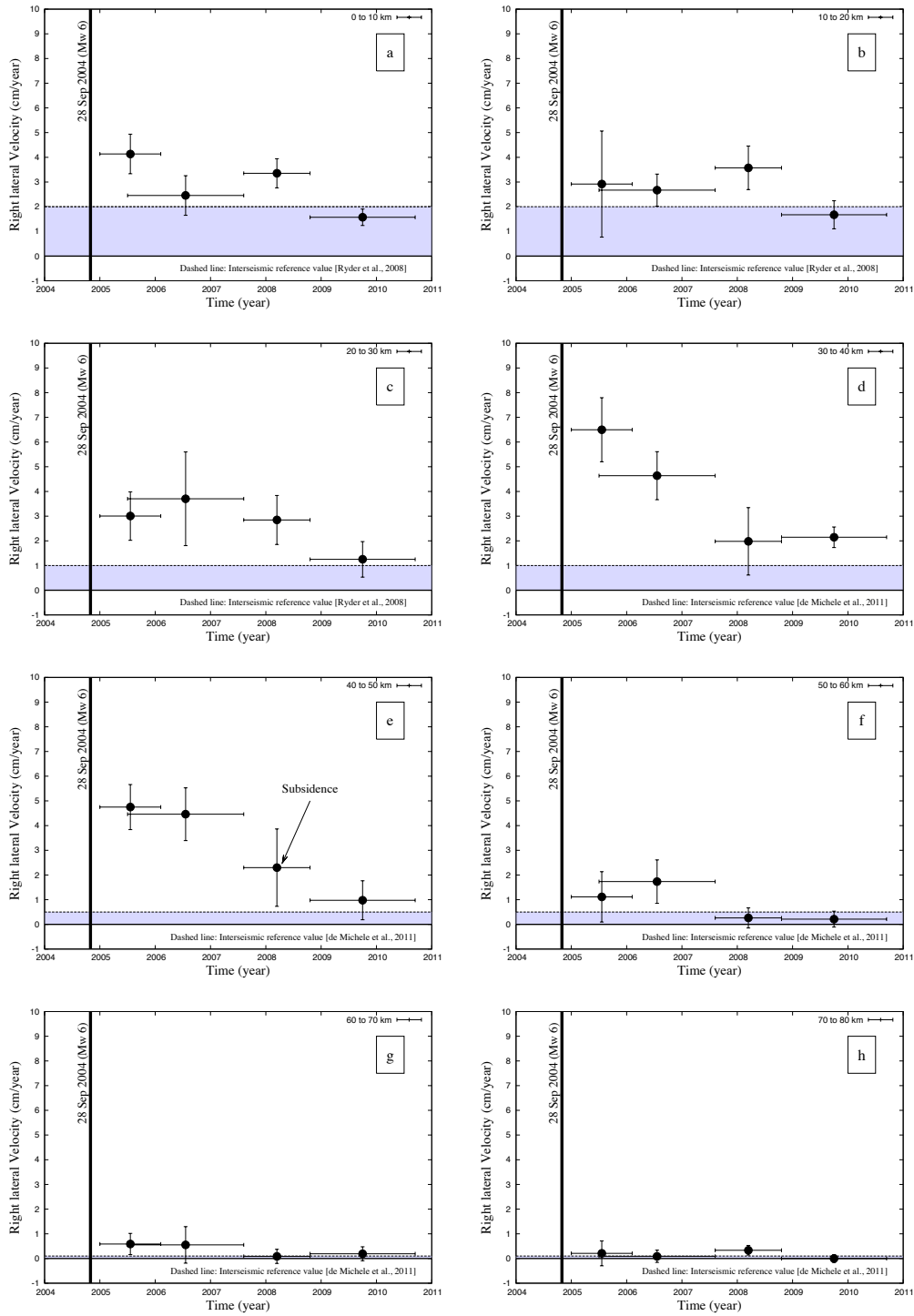
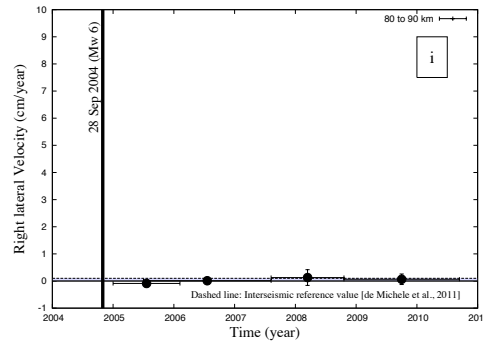


FIGURE V.26 – Évolution temporelle de la vitesse de glissement sur les quatre périodes définies par les stacks le long des trois segments de cette étude. Chaque graphique correspond à l'évolution de la vitesse moyennée latéralement sur une fenêtre de 10 km de large dont la position est repérée par la lettre dans le cadre (cf Fig. V.25). Le rectangle bleu présente la valeur de vitesse en régime intersismique telle qu'elle a été documentée [Ryder et al. (2008), de Michele et al. (2011)]. La barre noire verticale représente la date du séisme du 28 sept 2004. La barre d'erreur horizontale représente le temps couvert par le stack. La barre verticale représente la dispersion des valeurs de vitesse à l'intérieur de la fenêtre de 10 km. Les vitesses sont affichées en cm/an parallèlement à la ligne de faille.



et donc n'ayant, sans doute, pas ou peu de rapport avec les mécanismes tectoniques que nous cherchons à caractériser. Mais il s'agit là d'une hypothèse. Cette variabilité latérale peut être aussi porteuse d'informations sur la dynamique de la faille en très proche surface (0 à 2 km) qui se caractérise par une très grande diversité de matériaux et donc de rhéologies. Nous avons cherché à simplifier l'évolution latérale de la vitesse de glissement à l'aide d'un outil d'interpolation (fonction spline) pour chaque période et ainsi nous pouvons dégager un certain nombre de points sur le comportement de ces sections de la faille de San Andreas suite à la rupture de 2004.

Le premier point concerne l'extension spatiale de la perturbation du glissement postsismique. La perturbation ne se limite pas au segment de Parkfield mais se prolonge spatialement à travers le segment en creep au nord-ouest et affecte les 20 premiers kilomètres du segment de Cholame au sud-est. La perturbation du segment en glissement asismique avait déjà été observée par [Lienkaemper et al., \(2006\)](#) à l'aide du creep-meter *Slack Canyon* mais il ne s'agissait que d'un point de mesure. Nous voyons ici que cette perturbation affecte toute la longueur de la section en creep couverte par notre fauchée RADAR pour atteindre des taux de glissement équivalents voire supérieurs à ceux mesurés dans la partie centrale de la section en creep non couverte par la fauchée [[Ryder et al. \(2008\)](#)]. De plus, contrairement à ce qu'indique le creep-meter *Slack-Canyon*, nos mesures montrent que la perturbation du taux de glissement ne semble pas se limiter à l'année 2005 mais semblent se prolonger au moins jusqu'à fin 2008 soit 4 ans après la rupture du 28 septembre 2004 (cf fig V.4.1 (a-b-c)). Plus précisément, au niveau de l'épicentre de 1966 (cf fig V.4.1(c)) nous observons une augmentation de la vitesse de glissement asismique jusqu'à fin 2007 et un retour à la normale intersismique en 2009-2010. Pour ce qui est du segment de Cholame, nous observons un faible glissement sur les 10 premiers km qui ne pouvait être vu par les réseaux GPS en raison de leur distribution. La partie du segment de Cholame affectée par ce glissement présente même un épisode d'accélération après 2005 mais il est difficile de savoir si cet épisode est réel compte tenu de la barre d'erreur affectant l'estimation de la vitesse (cf fig V.4.1 (f)).

Deuxièmement, la segmentation latérale déterminée par la distribution du glissement en surface est identique à celle suggérée par la distribution de la sismicité et ce, pour chacune des périodes que nous avons défini. En effet, chaque segment présente une dynamique qui lui est propre. Le segment de Parkfield présente la plus grande variabilité temporelle de la vitesse de glissement alors que le glissement sur le segment de Cholame est de faible amplitude voir nulle. Il semble ainsi que cette segmentation latérale soit une observation forte et que cette segmentation soit conservée après le séisme de 2004. On observe cependant que la segmentation en profondeur au niveau de Parkfield semble caractérisée par une surface en glissement asismique entre 0 et 4 km de profondeur et, plus en profondeur, une aspérité pré-

sentant un niveau de friction plus important. Concernant le segment de Cholame, nous n'observons ni déplacement en surface (ou très peu) sans aucune sismicité significative sur tout l'épaisseur de la faille ; selon ces premières mesures, Cholame ne semble pas présenter de segmentation en profondeur et semble avoir un comportement homogène sur les 15 premiers kilomètres de profondeur (correspondant à la zone sismogène de la faille).

Sur la base de ce qui a été documenté précédemment sur la période intersismique avant 2004, nous n'observons pas de retour à une distribution de glissement identifiable à l'intersismique avant la période 2009-2010. Cependant, bien que le taux de glissement soit comparable, on observe néanmoins une différence notable entre les deux périodes (2009-2010 et intersismique) notamment au sud de Parkfield jusqu'à Gold-Hill (entre 30 et 40 km) (cf fig V.24 et fig V.25). Sur cette bande, nous observons près de deux fois la vitesse de glissement "normale" en intersismique (cf fig V.4.1 (d)) mais nous n'observons pas de sursaut de la sismicité ni en surface ni au niveau de l'aspérité principale et, enfin, la vitesse mesurée par InSAR est supérieure à celle indiquée par le réseau de creep-meters. Il doit alors s'agir d'un glissement asismique plus profond (peut être au dessous de la zone de glissement stable comprise entre 0 et 4 km de profondeur le long du segment de Parkfield). Il est difficile de savoir si ce glissement asismique est une prolongation du glissement postsismique ou bien à un nouveau type de comportement intersismique ou encore un épisode de glissement asismique comme ce qui a été déjà documenté lors de l'intersismique [Gao *et al.* (2000)].

V.4.2 Segmentation Parkfield-Cholame

Rappels : Vitesse de glissement, profondeur de blocage, magnitude M_0

La profondeur de blocage d'une faille active ainsi que la vitesse de glissement en profondeur sont des paramètres importants pour l'estimation du déficit de glissement en vue d'une estimation de l'aléa sismique. En effet le moment relâché par la rupture d'un segment de faille est proportionnel au déficit de glissement (défini par le produit de la vitesse profonde (S), au temps écoulé depuis la dernière rupture (Δt), de la surface bloquée définie par le produit de la longueur du segment considéré (L) par la profondeur de blocage (D) [Kanamori *et al.*, 1977] :

$$M_0 = \mu S \Delta t D L \quad (\text{V.1})$$

On se propose de faire une estimation de ces deux paramètres (vitesse de glissement profond et profondeur de blocage) au niveau du segment de Cholame à l'aide d'un modèle de déformation élastique de type arctangente rappelé par Savage et Burford (1973). Ce modèle permet, à partir du profil de la vitesse de déformation pris perpendiculairement à la faille, d'estimer la profondeur maximale de blocage et la vitesse de glissement profond et de déduire une valeur de la composante du tenseur de contrainte cisailante selon [Smith-Konter *et al.* (2011)] :

$$V(x) = \frac{S}{\pi} \arctan \frac{x}{D}, \quad (\text{V.2})$$

le symbole 'x' désignant la distance à la ligne de faille,

$$U(x) = V(x) \cdot \Delta t, \quad (\text{V.3})$$

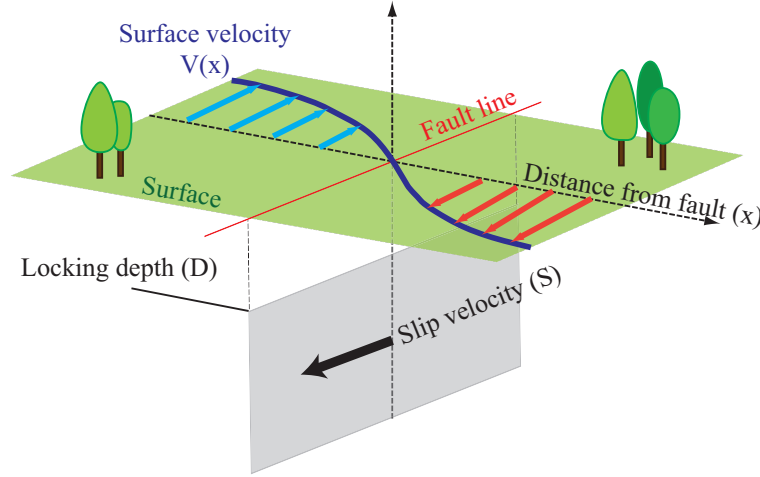


FIGURE V.27 – *Modèle reliant la déformation en surface ($V(x)$) à la profondeur de blocage (D) ainsi qu'à la vitesse de glissement en profondeur (S) illustré ici dans le cas d'une faille décrochante dextre.*

$U(x)$ étant le déplacement parallèle à la ligne de faille,

$$e_{xy} = \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial U(x)}{\partial x}, \quad (\text{V.4})$$

$$e_{xy}(x) = \frac{S \cdot D}{\pi} (x^2 + D^2)^{-1}, \quad (\text{V.5})$$

$$\frac{M_0}{L} = \mu \cdot S \cdot \Delta t \cdot D, \quad (\text{V.6})$$

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log_{10}(M_0) - 10,7. \quad (\text{V.7})$$

La difficulté réside dans la mesure de la vitesse de déplacement en surface $V(x)$ avec le meilleur rapport signal sur bruit compte tenu de la faible amplitude de celle-ci en période intersismique (quelques $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$). Pour limiter ce problème nous avons extrait des profils de vitesse perpendiculairement à la faille de San Andreas au niveau du segment de Cholame à partir du stack couvrant la période 2005-2010 qui intègre l'ensemble des interférogrammes utilisés au cours de cette étude (cf fig V.17). Implicitement, l'hypothèse qui découle de ce choix est de considérer que le segment de Cholame ne subit pas de grandes variations comportementales au cours de la période postsismique comme l'indiquent nos mesures de vitesses en surface au niveau de la ligne de faille. Plus précisément, cette hypothèse consiste à considérer que tout au long de la période postsismique (2005-2010) la géométrie des surfaces bloquées sur le plan de faille (caractérisées par la profondeur de blocage D) et les vitesses de glissements profonds (caractérisées par la vitesse de glissement S) sont stables dans le temps. C'est une hypothèse forte qui ne prend pas en compte l'évolution temporelle possible des aspérités du segment de Cholame suite à la relaxation apparente du segment de Parkfield tout au long de cette période. Néanmoins, cette approche permet d'estimer de façon très simple la nature de la transition entre le segment de Cholame et de Parkfield qui est une information importante pour l'extension des

ruptures du segment de Parkfield et qui, au moment de la rédaction de ce manuscrit, ne semble pas avoir été documenté depuis 1988 [Harris *et al.*, 1988].

Méthodologie

Nous avons extrait 6 profils sur le stack couvrant la période 2005-2010, perpendiculairement à la ligne de faille, espacés de façon régulière sur les 30 premiers kilomètres à partir de la limite sud-ouest du segment de Parkfield (voir figure V.28). Pour rappel, le stack 2005-2010 a été ajusté à l'aide du réseau GPS permanents puis les valeurs ont été projetées en géométrie parallèle à la faille. Les profils de vitesse extraits ont été centrés sur la position de l'intersection entre la position du profil et la ligne de faille principale. Les valeurs de vitesse tirées du réseau SGPS sont converties en géométrie RADAR puis projetées parallèlement à la ligne de faille (pour comparaison avec la stack), puis, les valeurs sont affichées sur chaque profils avec comme référence de vitesse la station WATH (voir figure V.28). Chaque profil InSAR est comparé aux GPS qui sont les plus proches. Il est important de noter que le réseau SGPS n'a pas servi à l'ajustement du stack 2005-2010.

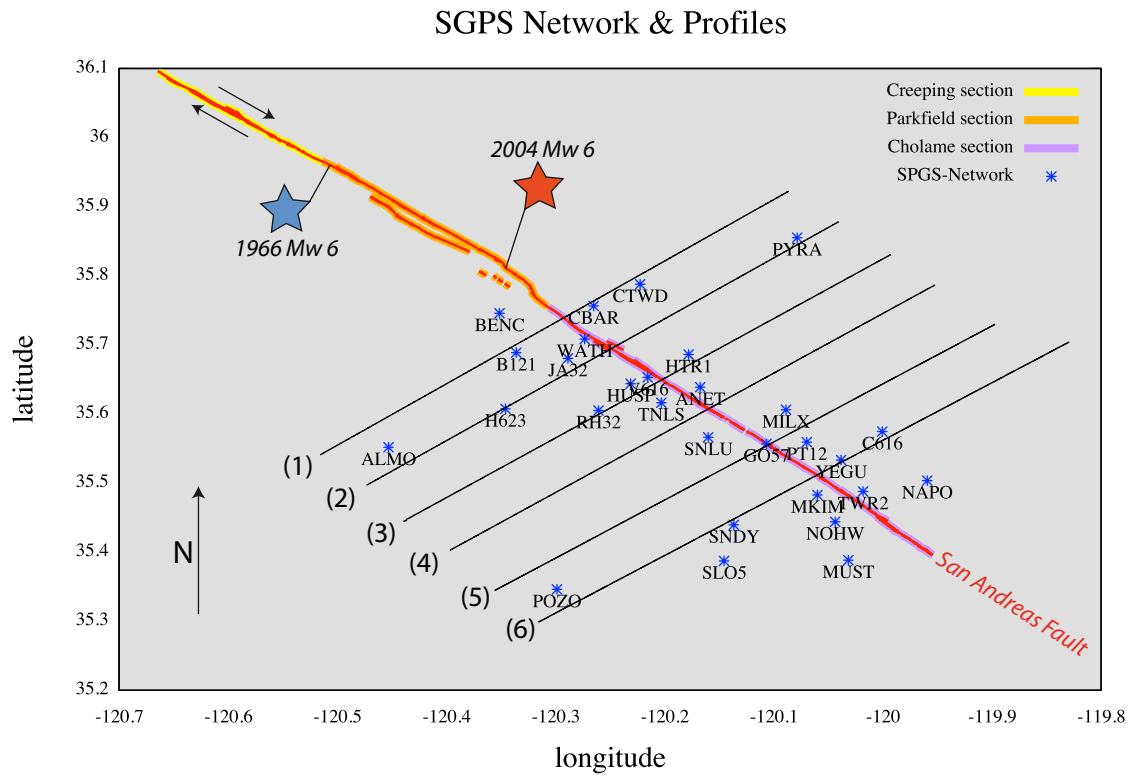


FIGURE V.28 – Positions des profils (référéncés de (a) à (f)) le long du segment de Cholame extrait à partir de la carte de déformation estimée sur la période 2005-2010 (T256) et positions des stations SGPS (stations non-permanentes) avec lesquelles la comparaison est faite. L'épicentre du séisme de 2004 est rappelé par l'étoile rouge et celui de 1966 par l'étoile bleue.

Le modèle de Savage *et Burford* (1973) (voir figure V.29) a été ajusté aux profils InSAR (les GPS ne sont pas pris en compte dans cette inversion) en faisant varier les valeurs de profondeur de blocage (D) entre 0 et 15 km ainsi que la vitesse de

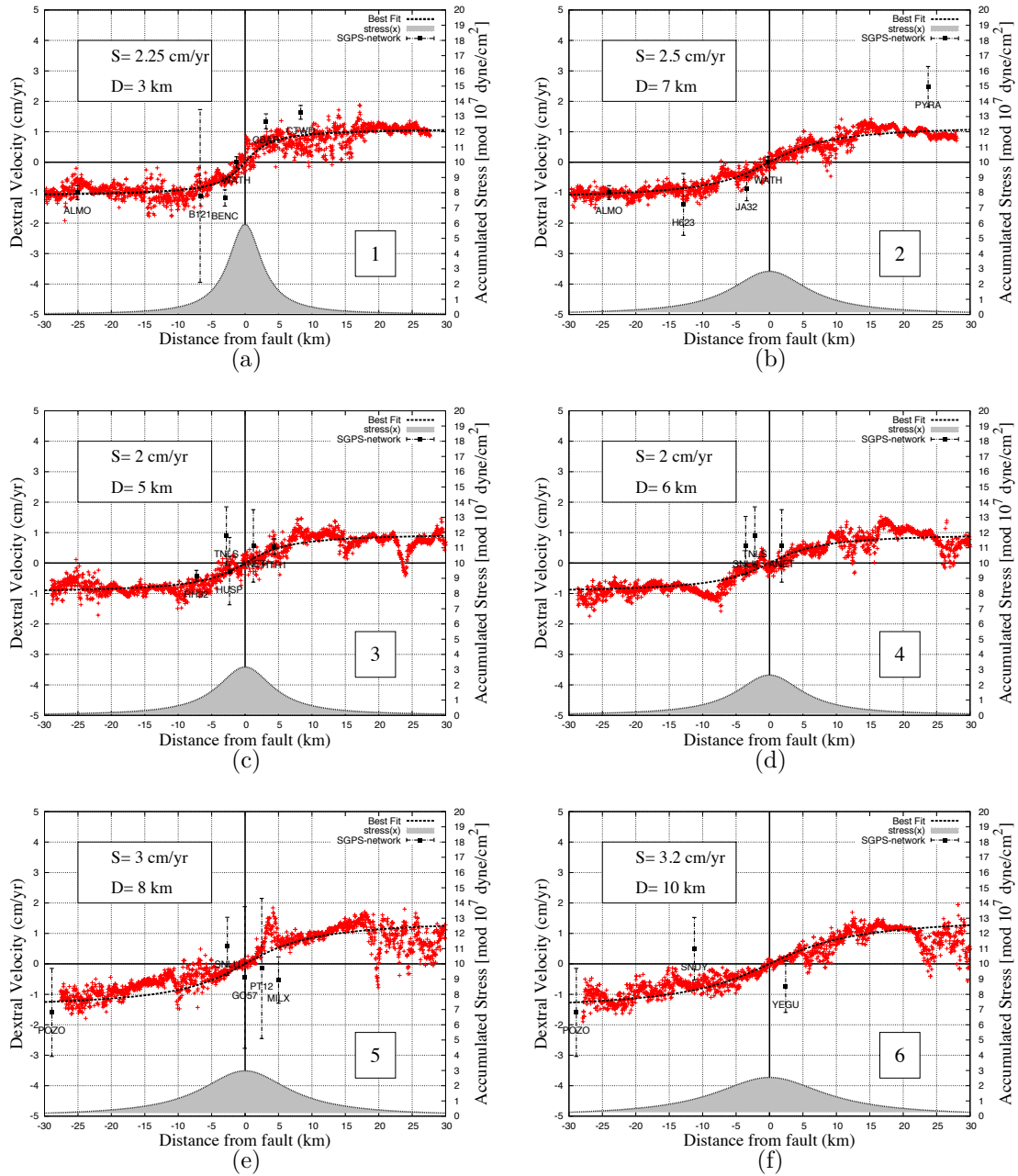


FIGURE V.29 – Profils de vitesse de déformation (axe des ordonnées côté droit en cm.an^{-1}) perpendiculaire à la faille de San Andreas au niveau du segment de Cholame (point). La courbe en pointillés représente le modèle de déformation élastique en arctangente dont les paramètres de calibrations (vitesse de glissement S et profondeur maximale de blocage D) sont rappelés. On représente aussi sur le même graphique, pour chaque profil, la composante du tenseur de contrainte cisailante.

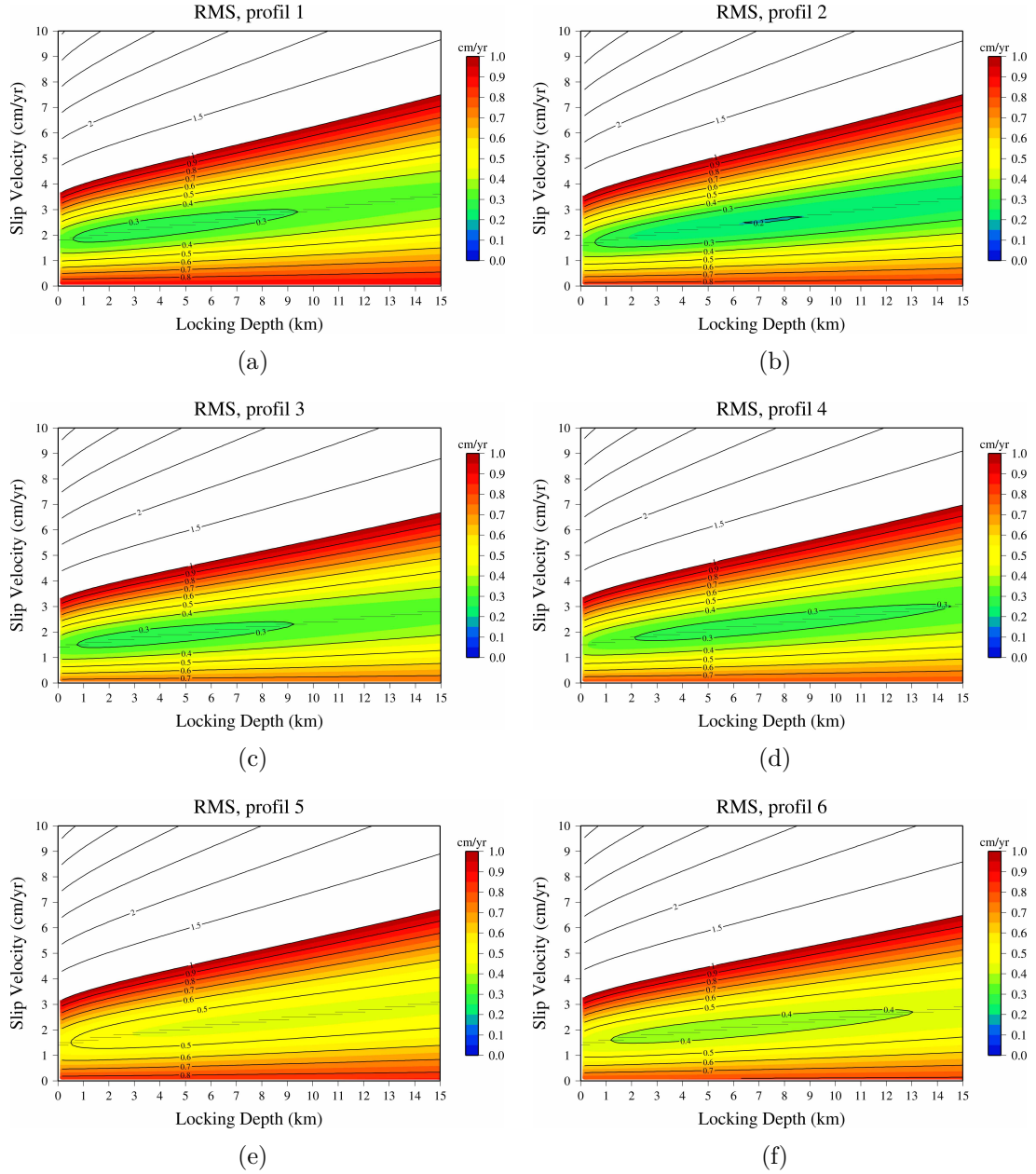


FIGURE V.30 – Carte de RMS estimées entre chaque profils et le modèle de *Savage et Burford (1973)* paramétré par la profondeur de blocage (D) et la vitesse de glissement en profondeur (S). Le code couleur pour le RMS va de 0 (bleu foncé, parfaite correspondance) à 1 (rouge) et l'unité du RMS est affiché en cm.an^{-1} . Les isocontours affichés par pas de 0.1 entre 0 et 1 puis par pas de 0.5 à partir de 1.

glissement profond (S) entre 0 et 10 cm.an^{-1} par pas de 0.1 km et 0.1 cm.an^{-1} . Pour chaque couple de valeurs (S,D) nous avons estimé un résidu (RMS) entre le profil correspondant et le modèle que l'on cherche à ajuster pour déterminer le couple (S,D) qui minimise la valeur du RMS (voir figure V.30). Cette approche, très simple à mettre en oeuvre, peut être limitée par la dispersion du signal de déformation mesurée en surface. Ainsi, il peut arriver que le ou les couples qui minimisent le RMS ne soit pas celle(s) qui soit la ou les plus pertinente(s). Néanmoins, sur la base de ce que propose comme solution cette approche, nous cherchons ensuite la solution qui nous semble la plus pertinente et nous relevons le couple de paramètres (S,D) correspondant.

Observations

La comparaison entre les stations SGPS et InSAR montre que nous avons en InSAR une meilleure définition spatiale de la déformation intersismique du segment de Cholame. En effet, bien que nous ayons une bonne correspondance entre le GPS et l'InSAR sur les 3 premiers profils (de (1) à (3), voir figure V.29), celle-ci semble moins bonne pour les trois derniers profils (de (4) à (6)), et ce, même en prenant en compte les barres d'erreurs du GPS. De même, la distribution spatiale des points de mesures GPS ne permet pas de bien contraindre l'évolution de la vitesse de déformation en surface à travers la ligne de faille, particulièrement lorsque l'on regarde les profils (3),(4),(5),(6). Enfin, il semble que la mesure InSAR présente moins de dispersion que les mesures GPS, par exemple, les points GPS POZO, PT12, B121. De façon générale, les points de mesures GPS semblent en moyenne moins précis sur la deuxième moitié du segment de Cholame (profils (4), (5), (6)). L'origine de cette différence de précision entre GPS et InSAR peut être la différence entre les deux méthodes de mesure. Les points GPS sont issus de campagne de mesures et l'estimation de la vitesse de déformation se fait sur quelques dates d'acquisitions seulement (parfois simplement deux acquisitions avec plusieurs années d'intervalle). Les vitesses ainsi estimées peuvent être affectées par des phénomènes très locaux et temporaires comme le délai zénital ou troposphérique, des effets saisonniers à l'instant et au lieu de la prise de mesure. Quant à l'InSAR, la donnée est issue d'une moyenne pondérée de plusieurs interférogrammes sur près de 5 ans, ce qui a tendance à minimiser ces artefacts. Ainsi, bien que nous ayons une bonne correspondance entre GPS et InSAR sur le premier et le second profils, il se pourrait que les mesures GPS sur le segment de Cholame soient moins représentatives du déplacement intersismique que l'InSAR. Néanmoins, les profils InSAR ne présentent pas tous le même niveau de dispersion. Le premier profil (1), par exemple, entre les kilomètres 5 et 15 et pour les deux derniers profils (5), (6), qui montrent une variabilité importante de la mesure de vitesse entre les kilomètres 20 et 30. L'origine de cette variabilité peut être attribuée à la présence de champs de cultures ou encore, à la zone de subsidence importante de San Joaquin.

L'ajustement du modèle de déformation en artangente via les paramètres D et S (profondeur de blocage et vitesse de glissement en profondeur respectivement) montre dans l'ensemble des valeurs de minimum de RMS faible (entre 0,2 cm.an^{-1} et 0,5 cm.an^{-1}) bien que les solutions (S,D) correspondantes ne soient pas uniques (voir figure V.30). Il semble que la vitesse de glissement en profondeur (S) soit mieux contrainte pour tous les profils que la profondeur de blocage (D) bien que les solutions proposées dans le cas du deuxième profil (2) (minimum de RMS à moins

de $0,2 \text{ cm.an}^{-1}$ pour une profondeur de blocage entre 6 et 9 km) soient aussi celles qui, à l'oeil, correspondent le mieux à la description du profil InSAR (nous avons relevé 7 km de profondeur) (voir figures positions-profil(b) et V.30(b)). Pour les deux derniers profils InSAR (5) et (6), la méthode utilisée semble très influencée par la plus grande variabilité du signal entre les kilomètres 20 et 30. Pour ces deux profils, les solutions choisies, à l'oeil, ne correspondent pas aux solutions présentant les plus faibles valeurs de RMS. Les valeurs de profondeur de blocage et de vitesse de glissement estimées pour la suite de la discussion, sont reportées dans le tableau V.4.2.

Profil	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Vitesse [cm.an^{-1}]	2.25	2.5	2	2	3	3,2
Profondeur [km]	3	7	5	6	8	10
Déficit [cm]	347,5	385	308	308	462	493
RMS [cm.an^{-1}]	$\sim 0,3$	$<0,2$	$<0,3$	$0,2 < \text{RMS} < 0,3$	$\sim 0,5$	$\sim 0,5$
M_0/L [dyne]	$3,34.10^{19}$	$8,6.10^{19}$	$4,9.10^{19}$	$5,9.10^{19}$	$1,2.10^{20}$	$1,6.10^{20}$

TABLE V.1 – *Rappel des valeurs (vitesse de glissement profond S , et profondeur de blocage D) extraites à partir de l'ajustement de la fonction arctangente. Le déficit de glissement local, le RMS correspondant à la solution choisie ainsi que la magnitude par unité de longueur (M_0/L) déterminées à partir de chaque couple (S , D) pour chaque profil sont présentés.*

Sur la base des paramètres (S, D) choisis pour chaque profil, la bonne correspondance entre le modèle et les profils InSAR semble indiquer une profondeur de blocage relativement faible (une moyenne de près de 7 km) avec une vitesse de glissement en profondeur moyenne de près de $2,3 \text{ cm.an}^{-1}$. Néanmoins, pour le profil (1), situé à au niveau du creepmeter HW46 et qui montre une profondeur de blocage de trois kilomètres seulement, il paraît difficile de distinguer à partir de ce simple modèle si la profondeur de blocage est aussi proche de la surface ou si l'influence de la déformation postsismique moyenne entre 2005 et 2010 nous fait sous-estimer cette profondeur. Il apparaît cependant que la profondeur de blocage augmente à mesure que l'on se déplace le long du segment de Cholame pour atteindre une profondeur de 10 km pour le profil (6) et que la vitesse de glissement en profondeur à ce niveau n'est pas trop éloignée de la vitesse de glissement du segment en creep ($3,5 \text{ cm.an}^{-1}$) mais aussi de l'étude menée par [Smith-Konter et al. \(2011\)](#) qui estiment pour le segment de Carrizo, plus au sud, une vitesse de glissement moyenne de $3,6 \text{ cm.an}^{-1}$.

Pour préciser si la partie supérieure de Cholame est stable ou non, nous avons, à partir des estimations des vitesses de glissement profond ainsi que l'estimation de la profondeur de blocage, calculé le niveau de contrainte accumulé par ce segment depuis la dernière rupture de 1857 à savoir, le déficit de glissement et le moment accumulé (M_0) par unité de longueur. À partir de chaque couple vitesse-profondeur, nous avons estimé la quantité de contraintes accumulées au niveau de la faille depuis la dernière rupture de 1857 jusqu'en 2011. Le résultat est affiché en même temps que les profils de vitesses de déplacement, soit un temps de chargement de 154 ans. Nous avons pris comme valeur du module de cisaillement μ défini pour la croûte terrestre ($\mu = 32 \text{ GPa}$ ou $3,2.10^{11} \text{ dyne.cm}^{-2}$).

Si on considère une longueur de 30 km pour le segment de Cholame et que l'on prend la valeur moyenne de la densité linéique de moment (M_0/L) en excluant le premiers profil, nous obtenons une magnitude de moment M_w équivalente de 6.9 (en utilisant la formulation de [Kanamori et al.,\(1992\)](#)) avec un glissement moyen de près de 4 mètres.

Discussion partielle.

Le modèle utilisé ici est un modèle simple de dislocation élastique dans un espace à deux dimensions (homogène par translation le long de la faille) sous l'hypothèse d'une faille unique. Ce modèle de déformation ne prend pas en compte les comportements viscoélastiques profonds qui, lorsqu'ils sont considérés, peuvent réduire la profondeur de blocage. Par exemple, [Segall \(2002\)](#) estime une profondeur de blocage au niveau de la plaine de Carrizo d'environ 20 km avec une vitesse de glissement en profondeur de 3,8 cm.an⁻¹ avec un modèle de dislocation élastique contre une profondeur de 11 km avec 4 cm.an⁻¹ à l'aide d'un modèle viscoléastique. Ainsi, notre estimation de la profondeur de blocage est peut être surestimée. L'hypothèse de la géométrie simplifiée peut être considérée comme viable dans le cas du segment de Cholame même si cela peut être limite dans le cas du profil (1) qui se trouve à près de 5 km du coude formé par la faille à la limite sud-ouest du segment de Parkfield. Cependant, l'introduction de mécanismes viscoélastiques à moins de 20 km de profondeur semble difficile à justifier. En effet, aux profondeurs considérées (moins de 15 kilomètres) il semble plus raisonnable de penser que le comportement de la faille suit une loi de type *rate and state* contrôlée par le paramètre (a-b) dans le cas d'un régime stationnaire. Pour rappel, le signe du paramètre (a-b) contrôle l'état de la faille entre stable, conditionnellement stable ou instable (peut initier ou propager une rupture). [Scholz \(1988\)](#) montre que ce paramètre évolue en fonction de la profondeur de sorte que les cinq premiers kilomètres soient plutôt dans un état stables ou conditionnellement stables dans le cas de failles continentales. La présence d'une zone stable, ou conditionnellement stable, peut être due à la présence, à ces profondeurs, de matériaux non consolidés, de gouges de failles ou encore, la présence de processus de déformation tel que la dissolution sous contraintes (voir chapitre 2, section II.2.2).

L'estimation de la distribution spatio-temporelle du glissement postsimique sur les trois segments adjacents Creeping-Parkfield-Cholame a révélé que sur les trois années qui ont précédé le séisme de 2004, le segment de Cholame été affecté par des glissements asismiques sur ses 20 premiers kilomètres à partir de la limite sud-est du segment de Parkfield. Cette portion du segment de Cholame couvre les trois premiers profils (1), (2), (3) présentés précédemment. Enfin, cette portion affectée par des glissements postsismiques, a présenté une activité sismique sur la période 2005-2010 dont la distribution s'étale entre 6 et 14 kilomètres de profondeur. À l'inverse, la portion de Cholame couverte par les profils (4), (5), (6) n'a pas été affectée par des glissements asismiques et ne présente quasiment aucune sismicité sur les 15 premiers kilomètres de profondeur. Par la suite on désignera la portion couverte par les trois premiers profils ((1), (2), (3)) comme portion nord-ouest de Cholame et on désignera comme portion sud-est de Cholame la partie couverte par les trois autres profils ((4), (5), (6)).

La portion nord-ouest de Cholame ne semble pas présenter de décrochement en surface lorsque l'on regarde les profils (1), (2), (3) qui représentent la vitesse

moyenne entre 2005-2010. Cependant lorsque l'on regarde en détail (cf partie précédente) l'évolution du postsismique sur ce secteur, on observe un glissement. Ce qui montre qu'au moins en proche surface le comportement de cette portion peut-être assimilé à un comportement stable ou conditionnellement stable pouvant glisser asismiquement. D'autre part, la portion nord-ouest de Cholame présente une profondeur de blocage moyenne de 5 kilomètres avec une vitesse de glissement en profondeur moyenne de $2,25 \text{ cm.an}^{-1}$. Cette profondeur correspond, au regard du modèle proposé par [Scholz \(1988\)](#), à la zone conditionnellement stable ou stable. Aussi, on peut se demander si la profondeur de blocage estimée correspond réellement à une zone d'accumulation de contrainte sachant que tout le secteur est caractérisé en surface par la présence de dépôts sédimentaires datant du quaternaire. Ceci peut significativement changer notre vision de l'aléa sismique de ce secteur et peut être une information importante sur la nature de la transition entre le segment de Parkfield et le segment de Cholame et par extension celui de Carrizo (segment rompu en 1857). En effet, si la portion nord-ouest de Cholame n'accumule pas ou peu de contrainte alors cela pourrait signifier que l'aspérité à l'origine des ruptures successives de Parkfield est entourée de zones stables ou conditionnellement stables. En d'autres termes on se rapprocherait de la configuration rhéologique proposée par [Barbot et al. \(2012\)](#) pour simuler les ruptures successives de Parkfield.

Quant à la portion sud-est de Cholame, l'absence de sismicité suggère à priori un comportement homogène de la faille en fonction de la profondeur sur les 15 premiers kilomètres. Sur la base des précédents résultats présentés dans ce manuscrit concernant la distribution du glissement en surface mesurée par InSAR, il apparaît que la portion sud-est de Cholame, à partir du kilomètre 70 le long de la faille (voir figure V.25), semble bloquée en surface (pas de glissement détecté lors de la période postsismique) et par extension, bloquée aussi en profondeur. Or la profondeur moyenne de blocage de cette portion estimée à partir des profils de vitesse InSAR à travers la faille de San Andreas n'est que de 8 km mettant en avant une segmentation en profondeur non observable via la distribution de la sismicité. C'est très surprenant, car la distribution de la sismicité est un moyen simple de mettre en avant les segmentations de failles actives, et, si la profondeur de blocage est confirmée, alors on a, à travers le cas de Cholame, un exemple pour lequel ce type d'approche ne paraît pas suffisante. De même l'augmentation progressive de la profondeur de blocage (6-8-10 km) semble encourager l'idée que cette zone bloquée puisse se prolonger vers le segment de Carrizo plus au sud-est.

L'estimation d'un déficit de glissement moyen de 4 mètres (en moyenne sur l'ensemble du segment de Cholame) depuis la dernière rupture majeure de 1857, semble en accord avec ce qui a été documenté par des précédentes études sur la paléosismicité de ce segment [[Sieh et al. \(1978\)](#), [Zielke et al. \(2010\)](#)]. Ceci suggère que le segment de Cholame est assez mûre pour rompre. Cependant, il est difficile de savoir si la partie entre 0 et 7 km de profondeur accumule de l'énergie élastique sur toute son épaisseur permettant ainsi de générer un séisme de magnitude de moment de 6,9. Il est probable que ce ne soit pas le cas, d'une part concernant la portion supérieure de Cholame mais aussi concernant les premiers kilomètres de profondeur de la portion sud-ouest de Cholame si l'on considère l'hétérogénéité des matériaux qui y règne.

Ainsi, la magnitude de moment théorique (qui considère par ailleurs que le segment de Cholame puisse se rompre sur toute sa longueur sans propagation à travers le segment de Carrizo) de 6,9 est sans doute sur-estimée et si les éléments développés

précédemment se confirment, il est probable que la rupture de la portion sud-est de Cholame ne se fasse qu'à travers une rupture plus importante en rapport avec le segment de Carrizo.

V.5 Conclusions Parkfield

V.5.1 Rappels du projet

Au cours de ce travail, nous nous sommes concentrés d'une part sur la caractérisation spatio-temporelle du glissement postsismique sur la période 2005-2010 le long de trois segments de la faille de San Andreas (extrémité sud-ouest du segment en "creep", segment de Parkfield, extrémité nord-est du segment de Cholame) suite à la rupture du segment de Parkfield du 28 septembre 2004 (Mw 6). D'autre part, nous nous sommes attaché à apporter des informations sur le comportement du segment de Cholame entre 2005 et 2010 pour tirer des informations sur la transition Parkfield-Cholame ainsi que pour estimer le déficit de glissement accusé par cette portion de la faille de San Andreas.

Nous avons exploité la possibilité qu'offre l'interférométrie RADAR différentielle pour imager des déplacements millimétriques afin d'apporter des observations qui puissent améliorer notre vision des étapes du cycle sismique de ce site (temps de récurrence, la magnitude et la localisation des ruptures caractéristiques de Parkfield). En effet, les mécanismes qui contrôlent ces caractéristiques restent encore peu compris malgré les efforts d'instrumentalisation menés sur ce site (notamment à travers le programme SAFOD et le Parkfield Prediction Experiment) et l'intérêt que porte la communauté scientifique à l'étude de cette portion de la faille de San Andreas. Plus précisément nous avons mis en oeuvre un jeu de données RADAR issu des satellites ERS et Envisat que nous avons combinés afin de fournir une estimation de la vitesse de glissement en surface le long des trois segments et ce, sur quatre sous-périodes (2005, 2006-2007, 2008, 2009-2010). Le résultat de ces traitements aboutissent à une description de la distribution et de l'évolution du glissement postsismique le long des trois segments avec une haute résolution spatiale (50 mètres) et un rapport signal sur bruit satisfaisant (cohérence et biais atmosphériques). Après échantillonnage en champ proche du saut en vitesse au travers de la faille le long des trois segments de notre étude, nous avons comparé nos mesures InSAR avec les vitesses de glissement en surface mesurées à l'aide du réseau de creep-meters présent sur le site. De même, nous mettons en perspective la dynamique de ce glissement le long des trois segments à l'aide de la distribution de la microsismicité sur le plan de faille.

V.5.2 Rappels résultats

Glissement postsismique

Nous constatons que suite au séisme de 2004 qui a rompu le segment de Parkfield, le retour au régime intersismique ne se fait pas de façon simple et permet d'émettre quelques hypothèses concernant les modalités du cycle sismique de ce segment :

- **Premièrement**, nous observons en InSAR, que le glissement postsismique se prolonge temporellement au delà de ce qui est attendu pour un séisme d'amplitude modérée (près de 4 ans au moins après le date de rupture).

Cette prolongation doit impacter le temps de récurrence en limitant le taux de chargement du segment lors des premières années qui suivent le séisme et expliquer la variation du délai entre deux ruptures successives au delà de ce qui a été simulé par [Barbot *et al.* \(2012\)](#). Cependant, il est difficile de savoir si les mécanismes à l'origine de cette prolongation sont permanents ou s'il s'agit d'une exception pour le séisme de 2004 ou encore de savoir en quoi les caractéristiques de la prochaine rupture seront impactées.

- **Deuxièmement**, l'extension spatiale du glissement postsismique est plus grande que celle du cosismique. Suite à la rupture de 2004, la partie du segment en glissement asismique au nord-ouest subit une accélération de son glissement alors qu'il n'a pas été mesuré en surface, par creep-meters ou mesures au sol, de glissement associé au cosismique. À l'inverse, le segment de Cholame ne semble pas avoir été affecté sur toute sa longueur ni lors du cosismique ni lors du postsismique. Cette variation latérale du taux de glissement doit avoir pour conséquence un transfert latéral de contraintes du segment de Parkfield et creep vers le segment de Cholame. Ainsi, on peut penser que les ruptures successives du segment de Parkfield ainsi que les glissements transitoires comme ceux du postsimique doivent générer des charges épisodiques de la partie sismogène du segment de Cholame.
- **Troisièmement**, nous montrons que le comportement de la faille vu par le réseau creep-meters, plutôt sensible à la dynamique de la partie supérieure de la faille, diffère de celui détecté par l'InSAR au cours de la période post-sismique contrairement à ce qui a été documenté pour la période intersismique. Cela montre que suite à une perturbation telle que la rupture de 2004, le glissement postsismique n'est pas homogène entre les parties superficielles de la faille et les parties plus profondes. Ainsi, ces deux méthodes de mesures sont nécessaires pour caractériser le comportement du segment de Parkfield sur toute son épaisseur.

Cholame

À partir des profils de vitesse mesurés par InSAR à travers le segment de Cholame et à l'aide d'un modèle de dislocation élastique nous observons :

- **Premièrement**, une profondeur de blocage moyenne du segment de Cholame située à 7,5 km avec une vitesse de glissement en profondeur moyenne de près $2,3 \text{ cm.an}^{-1}$. Si l'on considère l'intervalle de temps depuis 1857 à aujourd'hui, ce segment accuse un déficit de glissement de 4 mètres ce qui est en accord avec ce qui a été documenté à l'aide de la paléosismicité sur le segment de Cholame et Carrizo.
- **Deuxièmement**, cette faible profondeur de blocage interroge sur le chargement élastique effectif de ce segment. On distingue ainsi une portion nord-ouest de Cholame dans la continuité du segment de Parkfield sur les 20 premiers kilomètres sur laquelle on peut penser que le chargement est faible et une portion sud-est de Cholame, plus profondément bloquée, qui semble connexe au segment de Carrizo plus au sud-est.
- **Troisièmement**, au regard des deux premiers éléments de conclusion concernant Cholame, et si ils se confirment, l'aspérité du segment de Parkfield pourrait être entourée d'une zone de stabilité ou conditionnellement stable, autorisant le glissement asismique, validant ainsi la configuration proposée par

Barbot *et al.* (2012). Néanmoins, il restent difficile de préciser comment le segment de Cholame, à travers les éléments développés précédemment, réagirait suite à une rupture importante du segment de Carrizo ou à la prochaine rupture de Parkfield. Ce segment constitue-t-il une barrière à la propagation d'une rupture ou bien, au contraire, peut-il relayer une rupture permettant de rompre Parkfield et Carrizo à travers un seul évènement ?

V.5.3 Conclusions et perspectives

En conclusion la dynamique du segment de Parkfield présente une grande diversité de comportements qui se révèle être assez éloignée du simple modèle de chargement statique suivi d'une rupture élastique. Nous avons observé à travers cette étude une grande variété de glissements transitoires susceptibles de retarder ou raccourcir le délai entre deux ruptures successives en contrôlant le taux de chargement de l'aspérité principale de Parkfield. Cette étude constitue donc un nouvel exemple illustrant l'importance que doivent jouer les mécanismes à l'origine de ces comportements dans le contrôle des caractéristiques des ruptures successives du segment de Parkfield. Cependant il n'est pas possible à partir de cette simple étude d'extrapoler le comportement de ces trois segments à l'échelle de temps correspondant au cycle sismique. Pour cela, il est nécessaire de pouvoir continuer à documenter la distribution spatio-temporelle de ces déformations de façon continue jusqu'à la prochaine réalisation d'une rupture à Parkfield.

Actuellement, nous ne disposons plus de satellite permettant de documenter les comportements de ces trois segments depuis fin 2010. Le lancement programmé fin 2013 d'une nouvelle génération de satellite (Sentinel) devrait pouvoir assurer la continuité du suivi même si l'on ne disposera pas d'information sur la fenêtre 2010-2013. Néanmoins la répétitivité d'acquisition annoncée de 12 jours permettra d'obtenir un jeu de données suffisamment dense pour limiter les effets de décohérence spatiale liés à l'évolution de la végétation et permettra de limiter l'impact du biais atmosphérique tout en conservant une résolution comparable à ce que nous avons obtenu.

De plus, nous voyons à travers cette étude que le comportement d'un segment peut impacter celui des segments adjacents. Il pourrait être intéressant de prolonger cette étude sur le segment central en glissement asismique de la faille de San Andreas sur la période postsismique afin de suivre l'extension spatiale en direction du nord-ouest de la perturbation que nous avons détecté.

En ce qui concerne l'étude menée sur l'état du segment de Cholame, il serait intéressant de tester plusieurs modèles d'inversion (viscoélastique, modèle élastique de type Okada) pour comparer les valeurs de profondeur de blocage et de vitesse de glissement en profondeur ainsi estimées et voir ainsi, si les observations faites au cours de ce travail sont solides. De même, avec l'arrivée de la nouvelle génération de satellites Sentinel, il sera important de pouvoir prolonger l'exercice mené sur Cholame pour voir si les hypothèses de stabilité de ce segment restent valides.

Conclusions

Au cours de ce travail de thèse nous nous sommes appliqués à caractériser l'extension spatio-temporelle de deux types de déformations transitoires sur deux sites aux caractéristiques tectoniques différentes : le séisme lent 2009-2010 de Guerrero (Mexique) et la relaxation postsismique suite au séisme de Parkfield (Californie). Nous avons abordé ces deux cas de figures différents à l'aide de deux approches différentes toutes deux basées sur l'interférométrie RADAR différentielle satellitaire. En effet, dans le cas du suivi de la relaxation postsismique de Parkfield, notre étude se base sur la disponibilité des données en archive tandis que pour le suivi du séisme lent de Guerrero, il a fallu anticiper la réalisation du glissement lent pour programmer une série d'acquisitions sur le site.

Guerrero

À l'issu de notre étude sur Guerrero, nous parvenons à proposer une carte de l'extension spatiale de la déformation du séisme lent de 2009-2010 (cette surface étant de l'ordre de 450 km×300 km). Nous observons une grande variation spatiale de la déformation qui s'organise autour de deux zones principales de déformation situées à la périphérie Ouest et à la périphérie Est de la région affectée par le séisme lent. Nous constatons une différence entre les deux événements sur la base de l'analyse plus en détail de la fauchée T255. Cette différence montre un décalage vers l'ouest du séisme lent de 2009-2010 par rapport à celui de 2006. Le modèle de déformation en surface généré à partir d'une distribution du glissement sur le plan de subduction ne permet pas d'expliquer totalement la distribution spatiale de la déformation mesurée via l'InSAR. Le principal point de divergence concerne la variabilité latérale observée via l'InSAR qui n'est pas prédite par le modèle. L'origine de cette différence est sans doute la faible couverture du réseau de stations GPS au dessus de la lacune sismique et sur la périphérie Ouest de la surface affectée par la déformation. Les précédentes études menées sur ce site pour l'évènement de 2006 notamment par [Radiguet *et al.* \(2012\)](#) et [Cavalié *et al.* \(2013\)](#) ont permis de montrer par inversion la présence de glissements plus importants, plus en profondeur, au nord de la ville d'Acapulco par rapport à l'inversion faite uniquement sur la base des stations GPS. Par ailleurs, cette étude ne couvrait que partiellement la zone affectée par le séisme lent de 2006. Ainsi, estimer la distribution du glissement sur le plan de faille associé à notre estimation de la déformation associée au séisme lent de 2009-2010 en surface par inversion, permettrait sans doute de mieux contraindre l'impact de ces

phénomènes sur l'aléa sismique local. Au cours de ce travail, nous n'avons pas pu parvenir à cette étape. La raison principale étant le temps nécessaire à l'acquisition des données (près de 8 mois) et le temps passé à extraire ce signal. En effet, les conditions d'acquisitions restent critiques pour une application interférométrique, et plusieurs pistes méthodologiques ont été testées pour parvenir à ce résultat. Un effort particulier a ainsi été porté sur le traitement atmosphérique afin d'améliorer le rendu des analyses en séries temporelles. Mise à part la fauchée T255, les résultats tirés sur les autres fauchées ne permettaient aucune analyse fiable. Or l'évolution temporelle de la distribution spatiale de la déformation est importante car ces glissements lents, sur l'exemple de celui de 2009-2010, présentent une variabilité que l'on ne soupçonnait pas initialement. Pour optimiser la couverture par InSAR du prochain évènement, il faudra pouvoir acquérir suffisamment d'images avec des délais de revisite du satellite le plus court possible afin de bien contraindre l'inversion de la série temporelle. Cette configuration pourra être envisageable avec l'arrivée prochaine des satellites Sentinel 1 qui auront dans un premier temps un temps de revisite de 11 jours puis lorsque le tandem sera opérationnel, de seulement 6 jours ! Il est cependant primordial, pour que l'analyse par InSAR puisse être vraiment interprétable, de pouvoir maintenir opérationnel le réseau GPS déjà installé afin de pouvoir comparer et valider localement la mesure par InSAR.

Enfin, au moment de la rédaction de ce manuscrit, un séisme de magnitude $M_w 6.2$ est survenu le 21 août 2013, à l'est de d'Acapulco compatible avec un séisme de subduction (profondeur d'environ $20\text{km} \pm 2.7\text{km}$ et un mécanisme au foyer de faille inverse) suivi d'une réplique de magnitude inférieure de $M_w 5$ (voir figure VI.1). Ce séisme, *a priori* localisé au niveau de l'interface de subduction, semble géographiquement compléter, à l'est, le glissement associé au séisme lent de 2009-2010 proposé par Radiguet *et al.* (2012) près de la côte. Pour rappel, Radiguet *et al.* (2012) et Cavalié *et al.* (2013) proposent que les glissements asismiques plus profonds sur le plan de subduction associés aux séismes lents (sur l'exemple de 2006) puissent raccourcir le délai entre deux séismes de subduction de ce secteur (au niveau d'Acapulco). Dans l'hypothèse où les premières estimations faites sur le mécanisme au foyer et la profondeur de ruptures se confirment alors ce séisme modéré pourrait être un exemple du type de conséquences que peuvent avoir les séismes lents sur l'aléa sismique de cette zone. La réponse de la partie sismogène plus en surface aux sollicitations provoquées par les séismes lents initiés sur la partie de la surface de subduction au comportement intermédiaire entre stable et instable restant la question majeure sur ce site. Il peut être alors intéressant d'affiner cette localisation préliminaire afin de pouvoir estimer en quoi ce séisme a pu compléter la distribution du glissement proposée par Radiguet *et al.* (2012) et pourquoi pas, estimer si cette rupture a pu affecter l'ensemble de la partie sismogène ou bien seulement une fraction de celle-ci. De même, si ce séisme modéré n'a sans doute pas accommodé le déficit de glissement dans cette région, il serait intéressant de pouvoir caractériser l'amplitude du glissement associé au regard du déficit de glissement accusé par ce secteur en prenant en compte l'impact des séismes lents. Il ne semble pas possible de pouvoir documenter cette région via une étude InSAR (plus de satellite radar non-commercial opérationnel), cependant, le réseau de stations GPS du projet ANR G-GAP est toujours actif et pourra nous aider à répondre à ces questions.

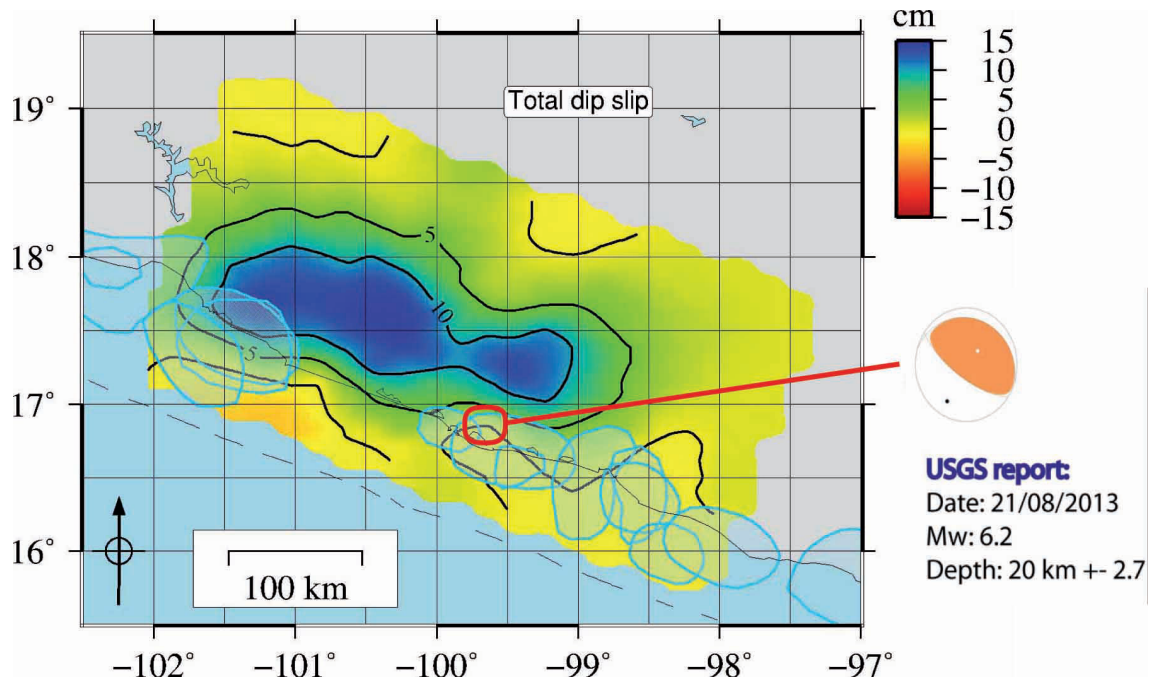


FIGURE VI.1 – Carte de glissement perpendiculaire à la ligne de la fosse de subduction sur le plan de subduction associé au séisme lent de 2009-2010 inversée à partir des séries temporelles GPS [Radiquet et al. (2012)]. Le cercle rouge indique de façon qualitative la localisation de la surface de rupture du séisme du 21 août 2013 (M_w 6.2, cercle d'environ 30 kilomètres de diamètre) dont le mécanisme au foyer et les caractéristiques principales sont rappelés. Source des paramètres du séisme d'après le site de l'USGS.

Parkfield

Pour la caractérisation de la dynamique de la relaxation postsismique suite au séisme de Parkfield (2004, M_w 6) nous avons pu produire une estimation de l'extension-spatio temporelle de la déformation avec un haut niveau de résolution à proximité de la ligne de faille. Cette étude a révélé plusieurs points d'intérêts permettant de mieux se représenter le comportement de cette portion de la faille de San Andreas. Pour rappel, nous observons une extension spatiale de la perturbation du glissement qui remonte le long du segment en creep et qui dépasse largement les limites de la rupture cosismique mettant en avant l'impact que peut avoir un séisme de magnitude modérée sur un système de failles qui l'entoure. De même nous observons que la déformation postsimique atteint une très forte amplitude sur l'année 2005 (avec un maximum à 8 cm.an^{-1} en déplacement horizontal parallèlement à la ligne de faille et la vitesse de glissement du segment en creep doublée pour atteindre près de 4 cm.an^{-1}). On note par ailleurs, que la perturbation se prolonge sur au moins 4 années suite au séisme et qu'en 2010, au niveau du segment de Parkfield, la distribution du glissement en surface diffère de celle documentée lors de l'intersismique par de Michele et al. (2011). Ce dernier point suggérant ainsi une évolution du comportement du segment de Parkfield suite au séisme de 2004. De plus, la comparaison avec les données sismiques et des creep-meters a permis de mettre en avant une différence de comportement entre la partie supérieure du segment de Parkfield, qui semble être en glissement asismique et la partie plus profonde à l'origine des ruptures successives de Parkfield. Enfin, l'analyse de profils de déformations trans-

versaux à la ligne de faille a permis de mettre en avant une profondeur de blocage du segment de Cholame très superficielle, ce qui, compte tenu des *a priori* sur les conditions de blocage de ce segment (bloqué à l'image du segment de Carrizo), constitue un résultat inattendu.

À partir de ce travail, plusieurs pistes peuvent être envisagées pour prolonger l'étude. Nous avons déjà évoqué la prolongation de cette étude sur la même période sur le segment en creep au nord-ouest du segment de Parkfield afin de voir jusqu'où se propage la perturbation de la vitesse de glissement suite au séisme de 2004. De même, il me paraît nécessaire, afin de mieux estimer l'amplitude et la distribution du glissement en profondeur associées aux glissements en surface, d'utiliser un modèle plus fin que celui de Savage, notamment un modèle d'inversion sur la base de fonctions de déformations (fonctions de Green) de type Okada. Néanmoins, compte tenu de la variabilité du signal en champ moyen et lointain du signal interférométrique, il me paraît peu probable que les résultats d'une inversion puissent permettre une interprétation directe du champ de glissement sur le plan de faille à partir des vitesses de déformations intermédiaires. Cependant, ce type d'inversion sur la vitesse moyenne de déformation couvrant l'ensemble de la période étudiée pourrait rendre un résultat plus facile d'interprétation.

Pour ce qui est de la suite, de Michele *et al.* (2011) ont montré à l'aide d'une analyse en séries temporelles que le comportement du segment de Parkfield présente une variabilité spatio-temporelle qui complexifie notre vision du chargement intersismique de ce segment. Il me paraît nécessaire de prolonger cette étude, notamment à travers de nouvelles acquisitions SAR du satellite Sentinel 1, afin de pouvoir observer en détail l'évolution temporelle de l'intersismique. L'objectif étant d'avoir une description complète du comportement de ce segment avant-pendant-après le séisme de 2004, et pourquoi pas, si cela se produit, jusqu'à la prochaine réalisation d'une rupture (si l'on garde le temps de récurrence de 22 ans, nous devrions avoir un séisme autour de 2028 ...).

Méthodologie

L'étude du séisme lent 2009-2010 de Guerrero et celle sur le postsismique de Parkfield sont deux nouveaux exemples de l'intérêt à mettre en oeuvre l'interférométrie radar différentielle satellitaire pour le suivi des comportements transitoires de failles actives. Cette technique permet de mesurer des déformations de faibles amplitudes tout en couvrant une grande superficie avec parfois un haut niveau de résolution. Elle permet d'aborder à la fois les déplacements du sol sur une grande variété d'échelles spatiales ainsi que d'amplitude de déformation, et apporte souvent des informations critiques pour la compréhension de la dynamique des failles actives. En outre, l'aspect satellitaire permet de couvrir plus facilement un grand nombre de sites d'intérêts à travers le monde, facilitant ainsi la diversification des cas d'études et permettra dans les prochaines années, en complément des autres techniques, d'améliorer notre vision globale des comportements subtils des failles actives. Cependant, elle peut être, encore aujourd'hui, une technique difficile à mettre en oeuvre, elle est encore aujourd'hui loin d'être une méthode automatique aux résultats constants. Les raisons de cette variabilité sont d'origines diverses entre la nature du sol et sa variabilité temporelle (végétation, agriculture, montagne, villes, déserts, ...), les conditions d'acquisitions (géométrie des orbites, délai entre deux passages, biais atmosphérique, ...) et enfin la nature du signal que l'on souhaite mesurer (déformations

transitoires, cosismique, subsidence, déformations métriques ou centimétriques). En conséquence, dans la pratique, il n'existe pas encore de méthode générique pour traiter automatiquement, où "à l'aveugle", les données InSAR quelque soit le site d'étude et le phénomène que l'on cherche à caractériser et ce, bien qu'un effort important ait été mené dans ce sens (la chaîne de traitement NSBAS en est un exemple). Le plus souvent, il est nécessaire d'adapter la chaîne de traitement à son propre cas, nécessitant parfois l'introduction de traitements spécifiques (par exemple pour compenser le biais atmosphérique). Le plus souvent, encore, une grande partie du temps consacré au traitement des données interférométriques consiste à sélectionner à l'oeil les interférogrammes d'intérêts, et parfois dérouler manuellement afin de limiter les erreurs issues des méthodes branch-cut ou globale. Dans l'optique d'une automatisation des traitements, il faudra encore améliorer les performances des méthodes de traitements, plus particulièrement en ce qui concerne le biais atmosphérique. Actuellement ce biais se compense à la fois de façon empirique et/ou à l'aide de modèle atmosphérique (NARR ou ERA40). Ces méthodes rencontrent un certain nombre de succès mais ne peuvent prendre en compte la grande diversité des cas de figures que l'on rencontre même dans le cas d'un seul jeu de données. L'idéal serait de pouvoir traiter chaque interférogramme selon la méthode qui lui conviendrait le mieux, ce qui ne se ferait pas sans poser un problème d'homogénéité du traitement. Ce biais peut s'apparenter, en terme de nuisances à l'interprétation du signal de phase d'un interférogramme à celui rencontré pour des longueurs d'ondes plus importantes que celle utilisée au cours de cette étude (bande L, bande P), au biais ionosphérique. Tout comme le biais atmosphérique, le biais ionosphérique était initialement pensé comme indissociable du signal de déformation, et plus difficile encore, il n'existait pas de méthode pour en limiter les effets à l'image de ce qui est fait pour l'atmosphère. Or, [Raucoules et De Michele \(2010\)](#) ont montré qu'il est possible de séparer le biais ionosphérique du signal de déformation par une analyse fine des variations du doppler centroïde le long de l'axe azimutal de l'image. Ainsi, peut-on imaginer ce même type d'approche pour ce qui est du biais atmosphérique? L'intérêt d'une telle méthode serait de pouvoir être appliquée sans hypothèse préalable sur la distribution, la dynamique ou l'amplitude du signal atmosphérique. Une telle méthode se prêterait plus facilement à une automatisation des traitements interférométriques.

Déformations transitoires et cycle sismique

Pour conclure, il est intéressant d'observer à quel point les failles actives peuvent afficher une grande dynamique spatiale et temporelle sur l'exemple de Guerrero et de Parkfield. Les observations faites à travers ces deux études, menées au cours de ce travail de thèse, s'ajoutent aux observations déjà faites sur d'autres grands systèmes de failles comme celle de Haiyuan en Chine, la faille nord Anatolienne en Turquie ou plusieurs zones de subduction. Ces déformations transitoires ramènent le temps caractéristique de la dynamique des failles actives à une échelle de temps humaine et des variations spatiales des comportements à une échelle kilométriques. Ces caractéristiques comportementales observées sont, sans doute, celles qui remettent le plus en cause les hypothèses initialement proposées sur la dynamique des failles, à savoir, des systèmes qui présentent une grande inertie comportementale (période de chargement intersismique sur plusieurs dizaines d'années ou centaines d'années). Ces caractéristiques permettent d'espérer la mise en avant de signaux précurseurs d'événements sismiques majeurs. Cependant, il est encore difficile d'interpréter d'un point

de vue tectonique cette diversité de comportements aux échelles spatio-temporelles que nous permettent d'atteindre les techniques géodésiques modernes. Plus particulièrement, l'anticipation des séismes futurs à partir de l'observation des variations spatio-temporelles des déformations transitoires nécessitera encore de nombreuses études incluant la description continue de la dynamique des failles actives sur l'ensemble d'un cycle sismique. Il est par exemple difficile de savoir si ces comportements sont réguliers, s'inscrivant comme une étape du déroulement d'un cycle sismique plus large, ou bien s'ils sont spatialement et temporellement aléatoires. L'utilisation de la géodésie spatiale en complément des autres techniques géodésiques (comme celles utilisées au cours de ce travail) et de la sismologie paraît aujourd'hui l'une des meilleures techniques pour pouvoir approcher cette complexité comportementale tout en permettant de couvrir des surfaces telles qu'il deviendra possible de les décrire avec à la fois une vue détaillée et une vue d'ensemble.

Bibliographie

- [1] AKCIZ, S. O., LUDWIG, L. G. et ARROWSMITH, J. R. (2009). Revised dates of large earthquakes along the carrizo section of the san andreas fault, california, since a.d. 1310 \pm 30. *Journal of Geophysical Research*, 114(B01313).
- [2] ANDERSON, J. G., BRUNE, J., PRINCE, J., QUAAS, R., SINGH, S. K., ALMORA, D., BODIN, P., ONATE, M., VASQUEZ, R. et VELASCO, J. M. (1994). The guerrero accelerograph network. *Geofisica Internacional*, 33(3):341–371.
- [3] BAKUN, W. H., AAGAARD, B., DOST, B., ELLSWORTH, W., HARDEBECK, J. L., HARRIS, R. A., JI, C., JOHNSTON, M. J. S., LANGBEIN, J., LIENKAEMPER, J. J., MICHAEL, A. J., MURRAY, J. R., NADEAU, R. M., REASENBERG, P. A., REICHLE, M. S., ROELOFFS, E. A., SHAKAL, A., SIMPSON, R. W. et WALDHAUSER, F. (2005). Implications for the prediction and hazard assessment from the 2004 parkfield earthquake. *Nature*, 437:969–974.
- [4] BAKUN, W. H. et LINDH, A. G. (1985). The parkfield, california, earthquake prediction experiment. *Science*, 229(4714).
- [5] BAKUN, W. H. et MCEVILLY, T. V. (1979). Earthquakes near parkfield, california : Comparing the 1934 and the 1966 sequences. *Science*, 205:1375–1377.
- [6] BAKUN, W. H. et MCEVILLY, T. V. (1984). Recurrence models and parkfield, california, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 89(B5):3051–3058.
- [7] BARAN, I., P. STEWART, M., KAMPES, B. M., PERSKI, Z. et LILLY, P. (2003). A modification to the goldstein radar interferogram filter. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 41(9):2114–2118.
- [8] BARBOT, S. et FIALKO, Y. (2010). A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms : semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. *Geophysical Journal International*, 182(3):1124–1140.
- [9] BARBOT, S., FIALKO, Y. et BOCK, Y. (2009). Postseismic deformation due to the mw 6.0 2004 parkfield earthquake : Stress-driven creep on a fault with spatially variable rate-and-state friction parameters. *Journal of Geophysical Research*, 114(B07405).
- [10] BARBOT, S., LAPUSTA, N. et AVOUAC, J.-P. (2012). Under the hood of the earthquake machine : Toward predictive modeling of the seismic cycle. *Science*, 336:707–710.

- [11] BEAUDUCEL, F., BRIOLE, P. et FROGER, J.-L. (2000). Volcano-wide fringes in synthetic aperture radar interferograms of etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ? *Journal of Geophysical Research*, 105(B7):16391–16402.
- [12] BECHOR, N. B. D. et ZEBKER, H. A. (2006). Measuring two-dimensional movements using a single insar pair. *Geophysical Research Letters*, 33(L16311):5.
- [13] BEELER, N. M., TULLIS, T. E. et WEEKS, J. D. (1994). The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction. *Geophysical Research Letters*, 21(18):1987–1990.
- [14] BÉJAR-PIZARRO, M., SOCQUET, A., ARMIJO, R., CARRIZO, D., GENRICH, J. et SIMONS, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the north chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6:462–467.
- [15] BERARDINO, P., FORNARO, G., LANARI, R. et SANSOSTI, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 40(11):2375–2383.
- [16] BEROZA, G. C. et IDE, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review Earth Planetary Science*, 39:271–296.
- [17] BLANPIED, M., LOCKNER, D. et BYERLEE, J. (1991). Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophysical Research Letters*, 18(4):609–612.
- [18] BOUCHON, M., KARABULUT, H., AKTAR, M., ÖZALAYBEY, S., SCHMITT-BUHL, J. et BOUIN, M. P. (2011). Extended nucleation of the 1999 $m_w 7.6$ izmit earthquake. *Science*, 331 : 877 – 880.
- [19] BOUTAREAUD, S., HIROSE, T., ANDRÉANI, M., PEC, M., CALUGARU, D.-G., BOULLIER, A.-M. et DOAN, M.-L. (2012). On the role of phyllosilicates on fault lubrication : Insight from micro- and nano structural investigations on talc friction experiments. *Journal of Geophysical Research*, 117(B08408).
- [20] B. PARSONS, WRIGHT, T., ROWE, P., ANDREWS, J., JACKSON, J., WALKER, R., KHATIB, M., TALEBIAN, M., BERGMAN, E. et ENGDAHL, E. R. (2006). The 1994 sefidabeh (eastern iran) earthquakes revisited : new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophysical Journal International*, 164:202–217.
- [21] BRACE, W. F. et BYERLEE, J. D. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739):990–992.
- [22] BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., HADZIOANNOU, C., and R. M. NADEAU, N. M. S. et LAROSE, E. (2011). Postseismic relaxation along the san andreas fault at parkfield from continuous seismological observations. *Science*, 321:1478–1481.
- [23] BROWN, K. M., TRYON, M. D., DESHON, H. R., DORMAN, L. M. et Y. SCHWARTZ, S. (2005). Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the costa rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 138:189–2003.

- [24] BRUDZINSKI, M., CABRAL-CANO, E., CORREA-MORA, F., DEMETS, C. et MARQUEZ-AZUA, B. (2007). Slow slip transients along the oaxaca subduction segment from 1993 to 2007. *Geophysical Journal International*, 171:523–538.
- [25] BRUHAT, L., BARBOT, S. et AVOUAC, J.-P. (2011). Evidence for postseismic deformation of the lower crust following the 2004 mw 6.0 parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- [26] BYRNE, D. E., DAVIS, D. M. et SYKES, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4):833–857.
- [27] ÇAKIR, Z., M.AKOGLU, A., BELABBES, S., ERGINTAV, S. et MEGHRAOUI, M. (2005). Creeping along the ismetpasa section of the north anatolian fault (western turkey) : Rate and extent from insar. *Earth and Planetary Science Letters*, 238:225–234.
- [28] CAVALIÉ, O., PATHIER, E., RADIGUET, M., VERGNOLLE, M., COTTE, N., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V. et COTTON, F. (2013). Slow slip event in the mexican subduction zone : Evidence of shallower slip in the guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by joint inversion of insar and gps. *Earth and Planetary Science Letters*, (367):52–60.
- [29] CETIN, E., MEGHRAOUI, M., ÇAKIR, Z., M.AKOGLU, A., MIMOUNI, O. et CHEBBAH, M. (2012). Seven years of postseismic deformation following the 2003 mw=6.8 zemmouri earthquake (algeria) from insar time series. *Geophysical Research Letters*.
- [30] CHARNOZ, S., PORCO, C. C., DÉAU, E., BRAHIC, A., SPITALE, J. N., BACQUES, G. et BAILLIE, K. (2005). Cassini discovers a kinematic spiral ring around saturn. *Science*, 310:1300–1304.
- [31] COPLEY, A., HOLLINGSWORTH, J. et BERGMAN, E. (2012). Constraints on fault and lithosphere rheology from the coseismic slip and postseismic afterslip of the 2006 mw 7.0 mozambique earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117(B03404):16.
- [32] COSTANTINI, M. (1998). A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 36(3):813–821.
- [33] COSTANTINI, M. et ROSEN, P. A. (1999). A generalized phase unwrapping approach for sparse data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS*, 1:267–269.
- [34] COTTE, N., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V., VERGNOLLE, M., SANTIAGO, J. A., MANIGHETTI, I. et CAMPILLO, M. (2009). Anticipating the next large silent earthquake in mexico. *EOS*, 90(21):pp. 181–182.
- [35] CUMMING, I. G. et WONG, F. H. (2005). *Digital processing of synthetic aperture radar data*. Artech House.
- [Curlander et McDonough] CURLANDER, J. C. et MCDONOUGH, R. N. *Synthetic Aperture Radar, System and Signal Processing*.

- [37] DEMETS, C., GORDON, R. G. et ARGUS, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1):1–80.
- [38] DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. et STEIN, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomantic reversal time scale on estimates of current plate motion. *Geophysical Research Letters*, 21(20):2191–2194.
- [39] DOIN, M.-P., LASSERRE, C., PELTZER, G., CAVALIÉ, O. et DOUBRE, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69:35–50.
- [40] DOIN, M.-P., LODGE, F., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., DUCRET, G., GRANDIN, R., PATHIER, E. et PINEL, V. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data. -, -.
- [41] DOUGHERTY, S. L., CLAYTON, R. W. et HELMBERGER, D. V. (2012). Seismic structure in central mexico : Implications for fragmentation of the subducted cocos plate. *Journal of Geophysical Research*, 117(B09316).
- [42] DRAGERT, H., WANG, K. et JAMES, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, 292:1525–1528.
- [43] DUCRET, G., DOUIN, M. P., GRANDIN, R., LASSERRE, C. et GUILLASO, S. (2013). Dem corrections before unwrapping in a small baseline strategy for insar time series analysis. *Geoscience and Remote Sensing*.
- [44] FABRY, F., FRUSH, C., ZAWADSKI, I. et KILAMBI, A. (1996). On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14:978–987.
- [45] FENG, L., NEWMAN, A. V., PROTTI, M., GONZALEZ, V., JIANG, Y. et DIXON, T. H. (2012). Active deformation near the nicoya peninsula, northwestern costa rica, between 1996 and 2010 : Intersismic megathrust coupling. *Journal of Geophysical Research*, 117(B06407).
- [46] FERRETTI, A., PRATI, C. et ROCCA, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using the permanent scatterers in differential sar interferometry. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 38(5):2012–2201.
- [47] FERRETTI, A., PRATI, C. et ROCCA, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 39(1):8–20.
- [48] FIALKO, Y. (2006). Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern san andreas fault system. *Nature*, 441:968–971.
- [49] FLETCHER, J. B. et BAKER, L. M. (2010). Analysis of nonvolcanic tremor on the san andreas fault near parkfield, ca using u. s. geological survey parkfield seismic array. *Journal of Geophysical Research*, 115(B10305).
- [50] FRANCO, S. I., KOSTOGLODOV, V., LARSON, K. M., MANEA, V. C. et SANTIAGO, J. A. (2005). Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the oaxaca subduction zone, mexico. *Earth Planets Space*, (57):973–985.

- [51] FREED, A. M. (2007). Afterslip (and only afterslip) following the 2004 parkfield, california, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 34(L06312):5.
- [52] FUNNING, G. J., PARSONS, B. et WRIGHT, T. J. (2005). Surface displacements and source parameters of the 2003 bam (iran) earthquake from envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research*, 110(B09406).
- [53] GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN, R. M. et ZEBKER, H. A. (1989). Mapping small elevation changes over large areas : Differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 94(B7):9183–9191.
- [54] GAO, S. S., SILVER, P. G. et LINDE, A. T. (2000). Analysis of deformation data at parkfield, california : Detection of a long-term strain transient. *Journal of Geophysical Research*, 105(B2):2955–2967.
- [55] GARESTIER, F. (2006). *Évaluation du potentiel de la technique PolInSAR pour l'estimation des paramètres physiques de la végétation en conditions satellitaires*. Thèse ONERA/OASU, Université Bordeaux 1, ED Science Physique et de l'Ingénieur.
- [56] GHOSH, A., VIDAL, J. E. et CREAGER, K. C. (2012). Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117(B10301).
- [57] GHOSH, A., VIDALE, J. E., SWEET, J. R., CREAGER, K., WECH, A. et HOUSTON, H. (2010b). Tremor bands sweep cascadia. *Geophysical Research Letters*, 37.
- [58] GILBERT, G. K. (1884). A theory of hte earthquakes of the great basin, with a practical application. *American Journal of Science*, 27(157):49–54.
- [59] GOLDSTEIN, R. M. et WERNER, C. I. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21):4035–4038.
- [60] GRATIER, J. P., RICHARD, J., RENARD, F., MITTEMPERGHER, S., DOAN, M.-L., TORO, G. D., HADIZADEH, J. et BOULLIER, A. M. (2011). Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep : evidence from the san andreas observatory at depth. *Geological society of America*, 39(12):1131–1134.
- [61] GRATIER, J. P., THOUVENOT, F., JENATTON, L., TOURETTE, A., DOAN, M.-L. et RENARD, F. (2013). Geological control of the partitioning between seismic and aseismic sliding behaviours in active faults : Evidence from the western alps, france. *Tectonophysics*.
- [62] GUILHEM, A. et NADEAU, R. M. (2012). Episodic tremors and deep slow-slip events in central california. *Earth and Planetary Science Letters*.
- [63] GUILLASO, S. (2003). *Complémentarité polarimétrie/interférométrie pour la détection et la carctérisation de cibles*. Thèse de doctorat, Université de Rennes.
- [64] HANSSEN, R. F. (2001). *Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis*, volume 2. Kluwer Academic Publishers, P.O.Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands.

- [65] HARRIS, R. A. et ARCHULETA, R. J. (1988). Slip budget and potential for a m7 earthquake in central california. *Geophysical Research Letters*, 15:1215–1218.
- [66] HARRIS, R. A. et ARROWSMITH, J. R. (2006). Introduction to the special issue on the 2004 parkfield earthquake and the parkfield earthquake prediction experiment. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S1–S10.
- [67] HIROSE, H. et OBARA, K. (2006). Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the tokai region, central japan. *Geophysical Research Letters*, 33(L17311).
- [68] HOOPER, A. (2008). A multi-temporal insar method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*.
- [69] HOOPER, A., BEKAERT, D., SPAANS, K. et ARIKAN, M. (2011). Recent advances in sar interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Elsevier Tectonophysics*.
- [70] HOOPER, A., SEGALL, P. et ZEBKER, H. A. (2007). Persistent scatterers interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to volcan alcedo, galapagosan alcedo, galapagos. *Journal of Geophysical Research*, 112(B07407):21.
- [71] HOOPER, A., ZEBKER, H., SEGALL, P. et KAMPES, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using insar persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31(L23611).
- [72] HOOPER, A. et ZEBKER, H. A. (2007). Phase unwrapping in three dimensions with application to insar time series. *Journal of Optical Society of America*, A(24(9)): 2737–2747.
- [73] HSU, Y.-J., SEGALL, P., YU, S.-B., KUO, L.-C. et WILLIAMS, C. A. (2007). Temporal and spatial variations of post-seismic deformation following the 1999 chi-chi, taiwan earthquake. *Geophysical Journal International*, (169):367–379.
- [74] IDE, S. (2010a). Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor. *Nature*, 466:356–359.
- [75] IDE, S., BEROZA, G. C., R.SHELLY, D. et UCHIDE, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *nature*, 447.
- [76] ITABA, S. et ANDO, R. (2011). A slow slip event triggered by teleseismic surface waves. *Geophysical Research Letters*, 38.
- [77] ITO, Y., OBARA, K., SHIOMI, K., SEKINE, S. et HIROSE, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 315:503–506.
- [78] JACKSON, D. D. et KAGAN, Y. Y. (2006). The 2004 parkfield earthquake, the 1985 prediction, and characteristic earthquakes : Lessons for the future. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S397–S409.
- [79] JIANG, Y., WDOWINSKI, S., DIXON, T. H., HACKL, M., PROTTI, M. et GONZALEZ, V. (2012). Slow slip events in costa rica detected by continuous gps observation, 2002-2011. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(1).

- [80] JOHANSON, I. A., FIELDING, E. J., ROLANDONE, F. et BÜRGMANN, R. (2006). Coseismic and postseismic slip of the 2004 parkfield earthquake from space-geodetic data. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S269–S282.
- [81] JOHNSON, K. M., BÜRGMANN, R. et LARSON, K. M. (2006). Frictional properties on the san andreas fault near parkfield, california, inferred from models of afterslip following the 2004 earthquake. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S321–S338.
- [82] JOHNSON, K. M., ichi FUKUDA, J. et SEGALL, P. (2012). Challenging the rate-state asperity model : Afterslip following the 2011 m9 tohoku-oki, japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(L20302).
- [83] JOHNSON, P. A., SAVAGE, H., KNUTH, M., GOMBERG, J. et MARONE, C. (2008). Effect of acoustic waves on stick-slip in granular media and implications for earthquakes. *Nature*, 451(3):57–60.
- [84] JOLIVET, R. (2011). *Déformation intersimique le long de la faille de Haiyuan, Chine*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier.
- [85] JOLIVET, R., GRANDIN, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P. et PELTZER, G. (2011). Systematic insar tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38.
- [86] J. TITUS, S., DYSON, M., DEMETS, C., TIKOFF, B., ROLANDONE, F. et BÜRGMANN, R. (2011). Geologic versus geodetic deformation adjacent to the san andreas fault, central california. *Geological society of America Bulletin*.
- [87] KAGAN, Y. Y., JACKSON, D. D. et GELLER, R. J. (83). Characteristic earthquake model, 1884-2011, r.i.p. *Seismological Research Letters*, pages 951–953.
- [88] KIM, Y., CLAYTON, R. W. et JACKSON, J. M. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting cocos plate in central mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115(B06310).
- [89] KIM, Y., MILLER, M. S., PEARCE, F. et CLAYTON, R. W. (2012). Seismic imaging of the cocos plate subduction zone system in central mexico. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(7).
- [90] KODAIRA, S., LIDAKA, T., KATO, A., PARK, J.-O., IWASAKI, T. et KANEDA, Y. (2004). High pore fluid pressure may cause silent slip in the nankai trough. *Science*, 304:1295–1298.
- [91] KOSTOGLODOV, V., BANDY, W., DOMINGUEZ et MENA, M. (1996). Gravity and seismicity over guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23):3385–3388.
- [92] KOSTOGLODOV, V., KRISHNA, S., SANTIAGO, J. A., FRANCO, S. I., LOWRY, A. R. et BILHAM, R. (2003). A large silent earthquake in the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15).
- [93] LABONTE, A. L., BROWN, K. M. et FIALKO, Y. (2009). Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event int the costa rica prism toe. *Journal of Geophysical Research*, 114(B00A02):13.

- [94] LANGBEIN, J., BORCHERDT, R., DREGER, D., FLETCHER, J., HARDEBECK, J. L., HELLWEG, M., JI, C., JOHNSTON, M., MURRAY, J. R., NADEAU, R., RYMER, M. J. et TREIMAN, J. A. (2005). Preliminary report on the 28 september 2004, m 6.0 parkfield, california earthquake. *Seismological Research Letters*, 76(1):10–26.
- [95] LAY, T., KANAMORI, H. et RUFF, L. (1980). The asperity model and the nature of large subduction zone earthquake. *Earthquake Prediction : An International Review*, AGU:579–592.
- [96] LI, Z., MULLER, J.-P., CROSS, P. et FIELDING, E. J. (2005). Interferometric synthetic aperture radar (insar) atmospheric correction : Gps, moderate resolution imaging spectroradiometer (modis), and insar integration. *Journal of Geophysical Research*, 110(B03410):10.
- [97] LIENKAEMPER, J. J., BAKER, B. et MCFARLAND, F. S. (2006). Surface slip associated with the 2004 parkfield, california, earthquake measured on alignment arrays. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S239–2249.
- [98] LINDE, A. T., GLADWIN, M. T., JOHNSTON, M. J. S., GWYTHER, R. L. et BILHAM, R. G. (1996). A slow earthquake sequence on the san andreas fault. *Nature*, 383:65–68.
- [99] LISOWSKI, M. et PRESCOTT, W. H. (1981). Short-range distance measurements along the san andreas fault system in central california, 1975 to 1979. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 71:1607–1624.
- [100] LIU, J., KLINGER, Y., SIEH, K. et RUBIN, C. (2004). Six similar sequential ruptures of the san andreas fault, carrizo plain, california. *Geological Society of America*, 32(8):649–652.
- [101] LIU, Y., RICE, J. R. et M.LARSON, K. (2007). Seismicity variations associated with aseismic transients in guerrero mexico, 1995-2006. *Earth and Planetary Science Letters*, 262:493–504.
- [102] LOWRY, A. R., M.LARSON, K., KOSTOGLODOV, V. et BILHAM, R. (2001). Transient fault slip in guerrero, southern mexico. *Geophysical Research Letters*.
- [103] LOWRY, A. R., M.LARSON, K., KOSTOGLODOV, V. et SANCHEZ, O. (2005). The fault slip budget in guerrero, southern mexico. *Geophysical Journal International*, 200.
- [104] MADSEN, S. N. (1989). Estimating the doppler centroid of sar data. *AES-25*(2):134–140.
- [105] MANEA, V. C., MANEA, M., KOSTOGLODOV, V., CURRIE, C. A. et SEWELL, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the mexican subduction zone beneath guerrero. *Geophysical Journal International*, 158:775–784.
- [106] MARONE, C. et SAFFER, D. M. (2007). Fault friction and the upper transition from seismic to aseismic faulting. *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Fault*, pages 346–369.

- [107] MARONE, C. et SCHOLZ, C. H. (1988). The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes. *Geophysical Research Letters*, 15(6):621–624.
- [108] MARONE, C., SCHOLZ, C. H. et BILHAM, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5):8441–8452.
- [109] MASSONNET et FEIGL (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4):441–500.
- [110] MASSONNET, D. et FEIGL, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4):441–500.
- [111] MASSONNET, D. et SOUYRIS, J. C. (2008). *Imaging with Synthetic Aperture RADAR*. EPFL-Centre Midi, Post office box 119, CH-1015 Lausanne, Switzerland.
- [112] MICHELE, M. D., RAUCOULES, D., ROLANDONE, F., BRIOLE, P., SALICHON, J., LEMOINE, A. et AOCHI, H. (2011). Spatiotemporal evolution of surface creep in the parkfield region of the san andreas fault (1993-2004) from synthetic aperture radar. *Earth and Planetary Science Letters*, (308):141–150.
- [113] M.LARSON, K., KOSTOGLODOV, V., MIYAZAKI, S. et SANTIAGO, J. A. (2007). The 2006 aseismic slow slip event in guerrero, mexico : New results from gps. *Geophysical Research Letters*, 34(L13309).
- [114] MOORE, D. E. et RYMER, M. J. (2007). Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the san andreas fault. *Nature*, 448:795–797.
- [115] MURRAY, J. et LANGBEIN, J. (2006). Slip on the san andreas fault at parkfield, california, over two earthquake cycles, and the implications for seismic hazard. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S283–S303.
- [116] MURRAY, J. R. et SEGALL, P. (2005). Spatiotemporal evolution of a transient slip event on the san andreas fault near parkfield, california. *Journal of Geophysical Research*, 110(B09407):12.
- [117] NADEAU, R. M. et DOLENC, D. (2005). Nonvolcanic tremors deep beneath the san andreas fault. *Science*, 307(5708):389.
- [118] NADEAU, R. M. et MCEVILLY, T. V. (1999). Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. *Science*, (285):718–721.
- [119] NADEAU, R. M. et TURNER, R. C. (2011). Slip transients, deficit and release from repeating earthquakes.
- [120] NAKAMORA, Y., MUTO, J., NAGAHAMA, H., SHIMIZU, I., MIURA, T. et ARAKAWA, I. (2012). Amorphization of quartz by friction : Implication to silica-gel lubrication of fault surfaces. *Geophysical Research Letters*, 39(L21303).
- [121] NISHENKO, S. P. (1991). Circum-pacific seismic potential 1989-199. *PAGEOPH*, 135:169–259.
- [122] OBARA, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, (296):1679–1681.

- [123] OHTA, Y., FREYMUELLER, J. T., un HREINSDÓTTIR, S. et SUIITO, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1-2):108–116.
- [124] OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 75(4):1135–1154.
- [125] OKADA, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile fault in a half-space. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 82(2):1018–1040.
- [126] OZAWA, S., NISHIRAMA, T., MUNEKANE, H., SUIITO, H., KOBAYASHI, T., TOBITA, M. et IMAKIIRE, T. (2012). Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 tohoku earthquake, japan. *Journal of Geophysical Research*, 117(B7).
- [127] OZAWA, S., NISHIRAMA, T., SUIITO, H., KOBAYASHI, T., TOBITA, M. et IMAKIIRE, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 tohoku-oki earthquake. *Nature*.
- [128] PACHECO, J. F. et SINGH, S. K. (2010). Seismicity and state of stress in guerrero segment of mexican subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- [129] PARDO, M. et SUAREZ, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico : Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7):12,357–12,373.
- [130] PAYERO, J. S., KOSTOGLODOV, V., SHAPIRO, N., MIKUMO, T., IGLESIAS, A., PÉREZ-CAMPOS, X. et CLAYTON, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(L07305).
- [131] PELTZER, G., ROSEN, P. A., ROGEZ, F. et HUDNUT, K. (1998). Poroelastic rebound along the landers 1992 earthquake surface rupture. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12):30131–30145.
- [132] PENG, Z. et GOMBERG, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3:599–607.
- [133] PENG, Z. et ZHAO, P. (2009). Migration of early aftershocks following the 2004 parkfield earthquake. *Nature Geoscience*, 2:877–881.
- [134] PÉREZ-CAMPOS, X., KIM, Y., HUSKER, A., DAVIS, P. M., CLAYTON, R. W., and JAVIER F. PECHCO, A. I., SINGH, S. K., MANEA, V. C. et GURNIS, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*.
- [135] PERFETTINI, H., AVOUAC, J. P., TAVERA, H., KOSITSKY, A., NOCQUET, J.-M., BONDOUX, F., CHLIEH, M., SLADEN, A., AUDIN, L., FARBER, D. L. et SOLER, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the central peru megathrust. *Nature*, 465:78–81.
- [136] PROTTI, GONZALEZ, KATO, T., LINUMA, T., MIYAZAKI, S., OBANA, K., KANEDA, Y., LAFEMINA, P., DIXON, T. et SCHWARTZ, S. Y. (2004). A creep event on the shallow interface of the nicoya peninsula, costa rica seismogenic zone (abstract s41d-07). *EOS Trans AGU*, 85(47).

- [137] QUIROZ, P. L. (2008). *Série temporelles de la subsidence de la ville de Mexico obtenues par interférométrie radar*. Thèse de doctorat, Télécom ParisTech.
- [138] QUIROZ, P. L., DOIN, M.-P., TUPIN, F., BRIOLE, P. et NICOLAS, J.-M. (2009). Time series analysis of mexico city subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*.
- [139] RADIGUET, M. (2011). *Etude des séismes lents et du chargement intersismique dans la région de Guerrero au Mexique*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier.
- [140] RADIGUET, M., COTTON, F., VERGNOLLE, M., CAMPILLO, M., VALETTE, B., KOSTOGLODOV, V. et COTTE, N. (2010). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*.
- [141] RADIGUET, M., COTTON, F., VERGNOLLE, M., CAMPILLO, M., WALPERSDORF, A., COTTE, N. et KOSTOGLODOV, V. (2012). Slow slip events and strain accumulation in the guerrero gap, mexico. *Journal of Geophysical Research*, 117(B4).
- [142] RAUCOULES, D., B.RISTORI, de MICHELE, M. et BRIOLE, P. (2010). Surface displacement of the mw 7 machaze earthquake (mozambique) : Complementary use of multiband insar and radar amplitude image correlation with elastic modeling. *Remote Sensing of Environment*, 114(10):2211–2218.
- [143] RAUCOULES, D. et de MICHELE, M. (2010). Assessing ionospheric influence on l-band sar data : Implications on coseismic displacement measurements of the 2008 sichuan earthquake. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 7(2).
- [144] RECHES, Z. et LOCKNER, D. A. (2010). Fault weakening and earthquake instability by powder lubrication. *Nature*, 467:452–455.
- [145] REID, H. F. (1911). The elastic rebound theory of earthquakes. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol.*, 6:413–444.
- [146] ROCCA, M. L., CREAGER, K. C., GALLUZZO, D., MALONE, S., VIDALE, J. E., SWEET, J. R. et WECH, A. G. (2009). Cascadia tremor located near plate interface constrained by s minus p wave times. *Science*, 323:620–623.
- [147] ROGERS, G. et DRAGERT, H. (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science*.
- [148] ROSA, A. D., SANCHEZ-VALLE, C. et GHOSH, S. (2012). Elasticity of phase d and implication for the degree of hydration of deep subducted slabs. *Geophysical Research Letters*, 39(L06304).
- [149] ROSEN, P. A., HENSLEY, S., PELTZER, G. et SIMONS, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *EOS*, 85(5):47.
- [150] RUBINSTEIN, J. L., ELLSWORTH, W. L., H.CHEN, K. et UCHIDA, N. (2012). Fixed recurrence and slip models better predict earthquake behavior than the time-and slip-predictable models : 1. repeating earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117(B02306).

- [151] RUBINSTEIN, J. L., SHELLY, D. R. et ELISWORTH, W. L. (2010). *Non-volcanic Tremor : A Window into the Roots of Fault Zones*. International Year of Planet. Springer Science+Business Media B.V.
- [152] RUINA, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, 88(B12):10,359–10,370.
- [153] RYDER, I. et BÜRGMANN, R. (2008). Spatial variations in slip deficit on the central san andreas fault from insar. *Geophysical Journal International*, 175:837–852.
- [154] RYMER, M. J., III, J. C. T., TREIMAN, J. A., ARROWSMITH, J. R., CLAHAM, K. B., ROSINSKI, A. M., BRYANT, W. A., SNYDER, H. A., FUIS, G. S., TOKÉ, N. A. et BAWDEN, G. W. (2006). Surface fault slip associated with the 2004 parkfield, california earthquake. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):S11–S27.
- [155] SAVAGE, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 88(B6):4984–4996.
- [156] SAVAGE, J. C. et BURFORD, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central california. *Journal of Geophysical Research*, 78(5):832–845.
- [157] SCHMALZLE, G., DIXON, T., MALSERVISI, R. et GOVERS, R. (2006). Strain accumulation across the carrizo segment of the san andreas fault, california : Impact of laterally varying crustal properties. *Journal of Geophysical Research*, 111(B05403):19.
- [158] SCHMIDT, D. A. et BÜRGMANN, R. (2003). Time-dependent land uplift and subsidence in the santa clara valley, california, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *Journal of Geophysical Research*, 108(B9):2416.
- [159] SCHOLZ, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77/1:319–328.
- [160] SCHOLZ, C. H. (1998). Earthquake and friction laws. *nature*, 391:37–42.
- [161] SCHOLZ, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, New York, Melbourne : Cambridge University Press., 2nd ed édition.
- [162] SEGALL, P. (2002). Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the san andreas fault system. *International Geology Review*, 44:62–82.
- [163] SEGALL, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. Numéro ISBN :9780691133027. Princeton University Press.
- [164] SEGALL, P. et DAVIS, J. L. (1997). Gps applications for geodynamics and earthquake studies. *Annual Review Earth Planetary Science*, 25:301–336.
- [165] SEGALL, P., RUBIN, A. M., BRADLEY, A. M. et RICE, J. R. (2010). Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *Journal of Geophysical Research*, 115(B12).

- [166] SHEDLOCK, K. M., BROCHER, T. M. et HARDING, S. T. (1990). Shallow structure and deformation along the san andreas fault in cholame valley, california, based on high-resolution reflection profiling. *Journal of Geophysical Research*, 95(B4):5003–5020.
- [167] SHIMAZAKI, K. et NAKATA, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7(4):279–282.
- [168] SIEH, K., NATAWIDJAJA, D. H., MELTZENER, A. J., SHEN, C.-C., CHENG, H., LI, K.-S., SUWARGADI, B. W., GALETZKA, J., PHILIBOSIAN, B. et EDWARDS, R. L. (2008). Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west sumatra. *Science*, 322:1674–1678.
- [169] SIEH, K. E. (1978). Slip along the san andreas fault associated with the great 1857 earthquake. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 68(5):1421–1448.
- [170] SINGH, S. K. et MORTERA, F. (1991). Source time functions of large mexican subduction earthquakes, morphology of the benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 96(B13):21487–21502.
- [171] SMITH-KONTER, B. R., SANDWELL, D. T. et SHEARER, P. (2011). Locking depths estimated from geodesy and seismology along the san andreas fault system : Implications for seismic moment release. *Journal of Geophysical Research*, 116(B06401):12.
- [172] STEACY, S., GOMBERG, J. et COCCO, M. (2005). Introduction to special section : Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 110(B05S01):12.
- [173] STEINBRUGGE, K. V., ZACHER, E. G., TOCHER, D., WHITTEN, C. A. et CLAIRE, C. N. (1960). Creep on the san andreas fault. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 50(3):389–415.
- [174] TAJIMA, F., MORI, J. et KENNETT, B. L. N. (2013). A review of the 2011 tohoku-oki earthquake (mw 9.0) : Large-scale rupture across heterogeneous plate coupling. *Tectonophysics*, (586):15–34.
- [175] THATCHER, W. (1984). The earthquake deformation cycle, recurrence and the time-predictable model. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):5674–5680.
- [176] TITUS, S. J., DEMETS, C. et TIKOFF, B. (2006). Thirty-five-year creep rates for the creeping segment of the san andreas fault and the effect of the 2004 park-field earthquake : Constraints from alignment arrays, continuous global positioning system and creepmeters. *Bulletin of the Sismological Society of America*, 96(4B):pp S250–S268.
- [177] TORO, G. D., HAN, R., HIROSE, T., PAOLA, N. D., NIELSEN, S., MIZOGUCHI, K., FERRI, F., COCCO, M. et SHIMAMOTO, T. (2011). Fault lubrication during earthquake. *Nature*, 471.
- [178] TSE, S. T. et RICE, J. R. (1986). Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, 91(B9):9452–9472.

- [179] USAI, S. (2003). A least squares database approach for SAR interferometric data. *IEEE Transaction on Geoscience and remote sensing*, 41(4):753–760.
- [180] VERGNE, J., CATTIN, R. et AVOUAC, J. P. (2001). On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults. *Geophysical Journal International*, 147:155–162.
- [181] VERGNOLLE, M., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V., TREGONING, P., SANTIAGO, J. A., COTTE, N. et FRANCO, S. I. (2010). Slow slip events in mexico revised from the procession of 11 year gps observations. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- [182] VROLIJK, P. (1990). On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geological Society of America*, 18(8):703–707.
- [183] WALPERSDORF, A., COTTE, N., KOSTOGLODOV, V., VERGNOLLE, M., RADIGUET, M., SANTIAGO, J. A. et CAMPILLO, M. (2011). Two successive slow slip events evidenced in 2009-2010 by a dense gps network in guerrero, mexico. *Geophysical Research Letters*, 38(L15307).
- [184] WEI, M., KANEKO, Y., LIU, Y. et MCGUIRE, J. J. (2013). Episodic fault creep events in california controlled by shallow frictional heterogeneity. *Nature Geoscience*.
- [185] WEI, M., MCGUIRE, J. J. et RICHARDSON, E. (2012). A slow slip even in the south central alaska subduction zone and related seismicity anomaly. *Geophysical Research Letters*, 39(L15309).
- [186] WRIGHT, T., PARSONS, B. E. et LU, Z. (2004). Toward mapping surface deformation in three dimensions using insar. *Geophysical Research Letters*, 31(L01607).
- [187] WRIGHT, T. J. (2002). Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry. *The Royal Society*, (360):2873–2888.
- [188] YEATS, R. S., SIEH, K. E. et ALLEN, C. R. (1997). *Geology of Earthquakes*.
- [189] Y.SCHWARTZ, S. et ROKOSKY, J. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(RG3004).
- [190] ZIELKE, O., ARROWSMITH, J. R., LUDWIG, L. G. et AKÇIZ, S. O. (2010). Slip in the 1857 and earlier large earthquakes along the carrizo plain san andreas fault. *Science*, 327:1119–1122.
- [191] ZIGONE, D., RIVET, D., RADIGUET, M., CAMPILLO, M., VOISIN, C., COTTE, N., WALPERSDORF, A., SHAPIRO, N. M., COUGOULAT, G., ROUX, P., KOSTOGLODOV, V., HUSKER, A. et PAYERO, J. S. (2012). Triggering of tremors and slow slip event in guerrero, mexico, by the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117(B09304):17p.